

Untersuchungen zum Einfluss des Wasserregimes eines voralpinen Pumpspeicher-Sees (Wägitaler See) auf die Nährstoffversorgung der Phytoplanktonpopulation

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der
Philosophischen Fakultät II
der Universität Zürich

von
BERNHARD KIEFER
aus Worms (BRD)

Begutachtet von
Herrn Prof. Dr. C.D.K. Cook
und
Herrn PD Dr. D. Imboden

Zürich 1987
Zentralstelle der Studentenschaft

Untersuchungen zum Einfluss des Wasserregimes eines voralpinen Pumpspeicher-Sees (Wägitaler See) auf die Nährstoffversorgung der Phytoplanktonpopulation

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der
Philosophischen Fakultät II
der Universität Zürich

von

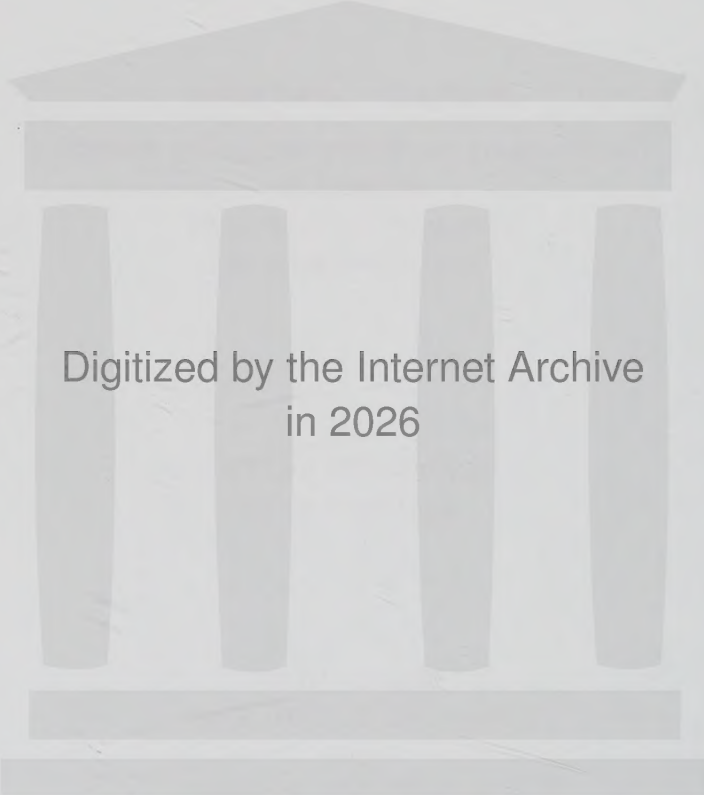
BERNHARD KIEFER
aus Worms (BRD)

Begutachtet von

Herrn Prof. Dr. C.D.K. Cook
und
Herrn PD Dr. D. Imboden

Zürich 1987

Zentralstelle der Studentenschaft



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507201_0023

VERDANKUNGEN

Die vorliegende Arbeit wurde an der Hydrobiologisch-limnologischen Station des Instituts für Pflanzenbiologie an der Universität Zürich durchgeführt.

Dem im Frühjahr 1986 verstorbenen ehemaligen Leiter der Station, Herrn Prof. Dr. E.A. Thomas, gebührt mein Dank, weil er mir ermöglichte, an der Station zu arbeiten.

Besonders danken möchte ich: Herrn Dr. Ferdinand Schanz und Herrn Prof. Dr. C.D.K. Cook für ihre Unterstützung, die sie meinem Projekt von Anfang an auch in schwierigen Situationen gewährt haben. Ferner meinen Studienkollegen Alex Borer, David Livingston und Judit Egloff für die Mithilfe bei der praktischen Arbeit und für die vielen Diskussionen bezüglich der Auswertung des umfangreichen Datenmaterials. Herrn Dr. H. Keller von der Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen für das Ueberlassen noch unveröffentlichter meteorologischer Daten und wissenschaftlicher Artikel. Den Mitarbeitern der Kraftwerk Wägital AG; ohne ihre Hilfe und ihr Interesse wäre diese Arbeit nicht durchführbar gewesen.

Ganz besonders danken möchte ich PD Dr. Dieter Imboden von der Eidgenössischen Anstalt für Wasser, Abwasser und Gewässerschutz in Dübendorf, weil er mir half, mich in die physikalische Limnologie einzuarbeiten und sehr viel Zeit investiert hat, um mit mir über die Auswertung der Daten zu sprechen.

Diese Arbeit wurde durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung (Nr. 3.179-0.82) und die Kraftwerk Wägital AG in Siebnen, Kt. Schwyz, finanziell unterstützt.

INHALTSVERZEICHNIS

Verdankungen	ii
Kapitel I: Einleitung	1
Ökologische Bedeutung physikalischer und hydrologischer Faktoren	1
Problemstellung	9
Kapitel II: Beschreibung des Wägitaler Sees	12
Geographische Lage	12
Geologische Uebersicht	12
Hydrologische Verhältnisse	12
Fischerei und Landwirtschaft	14
Trophiegrad des Sees	14
Kapitel III: Untersuchungsprogramm und Methoden	16
Probenahmen	16
Biologische Untersuchungen des Seewassers	17
Chemische Untersuchungen	18
Physikalische Messungen	19
Statistische Methoden	21
Univariate Statistik	21
Multivariate Statistik	22
Schätzung der mittleren täglichen Wassertemperaturen der Zuflüsse	23
Schätzung der Nähr- und Schwebstoffkonzentrationen der Zuflüsse	24
Bestimmung der Dichte der anorganischen Trübstoffe	25
Zusammenhang zwischen relativer Transmission und Trübstoffgehalt	26
Massenbilanzierung	26
Theoretische tägliche Sonnenscheindauer	27
Kapitel IV: Statistische Untersuchungen	28
Erstellen der Datenmatrix	28
Statistische Verfahren	32
Test auf Normalverteilung	32
Bivariate Korrelation	33
Faktorenanalyse	33
Ergebnisse und Diskussion	36
Bivariate Korrelationsanalyse	36
Faktorenanalyse	38
Zusammenfassung	47

Kapitel V: DYRESM5A - ein eindimensionales Temperaturmodell	49
Grundsätzliches zu Energie- und Massenaustauschmodellen	49
Beschreibung des Modells DYRESM5A	52
Der Energieaustausch an der Seeoberfläche	55
Die vertikale Diffusion im Hypolimnion	59
Die Einschichtung der natürlichen Zuflüsse	60
Die Abflussdynamik	62
Die Einschichtung des Pumpzuflusses	63
Modifikation des Modells DYRESM5A	67
Kapitel VI: Eingabedaten für das Modell DYRESM5A	71
Morphologische und physikalische Seedaten	71
Meteorologische Daten	74
Globalstrahlung	74
Sonnenscheindauer	75
Lufttemperatur	75
Luftfeuchtigkeit	75
Wind	76
Niederschlag	77
Wasserführungen der Zuflüsse und des Turbinenabflusses	78
Pumpzufluss	78
Natürliche Zuflüsse	78
Turbinenabfluss	79
Wassertemperaturen der Seezuflüsse	82
Pumpzufluss	82
Natürliche Zuflüsse	83
Der Einfluss von anorganischen Trübstoffen auf die Dichte des Wassers	91
Nitrat-, Orthophosphat-, Gesamtphosphor- und Schwebstofffrachten	94
Kapitel VII: Mischungsprozesse im See und Eichung des Modells DYRESM5A	99
Einschichtung der Zuflüsse	99
Natürliche Seezuflüsse	99
Pumpzufluss	100
Mischungsprozesse im Seekörper	103
Windinduzierte Durchmischung im Epilimnion	103
Konvektive Durchmischung	106
Mischung durch Dämpfung interner Wellen	107
Vertikale Mischung durch Eddydiffusion	109
Diskussion der Ergebnisse der Eichungen	118
Kapitel VIII: Wärmehaushalt und Jahresgang der Wassertemperatur im See	128
Wärmehaushalt des ganzen Sees	128
Wärmeflüsse zwischen See und Atmosphäre	129
Advektive Wärmeflüsse der Seezuflüsse und des Turbinenabflusses	132
Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	134
Der Jahresgang der Wassertemperaturen des Sees	135

Kapitel IX: Die Massenbilanz des Wassers und die Einschichtung der Zuflüsse	144
Massenbilanz des Wassers	144
Ergebnisse	144
Auswirkungen von Pegelschwankungen auf die Phytoplanktonpopulation	147
Einschichtung der Seezuflüsse	148
Pumpzufluss	148
Natürliche Zuflüsse	151
Zusammenfassung und Diskussion	155
 Kapitel X: Die Massenbilanz der Schwebstoffe und des Gesamtphosphors	 158
Stoffzufuhr	158
Stoffexport	159
Sedimentation	160
Trübstoffkonzentration im See	165
Gesamtphosphorkonzentration im See	166
Vergleich mit natürlichen Voralpenseen	167
Zusammenhänge zwischen dem Stoffhaushalt und der Phytoplankton-	168
 Kapitel XI: Auswirkungen unterschiedlicher Pumpspeicherszenarien	 178
Vergleich der Wassertemperaturen	179
Vergleich der Einschichtung der Seezuflüsse	181
Die Nährstoffversorgung der euphotischen Schicht	182
 Kapitel XII: Zusammenfassung	 185
Problemstellung	185
Statistische Untersuchungen	186
Energie- und Massenaustauschprozesse	187
 Kapitel XIII: Literaturverzeichnis	 192
 Anhang A: Statistische Ergebnisse	 198

Kapitel I

EINLEITUNG

1.1 Ökologische Bedeutung physikalischer und hydrologischer Faktoren in Stauseen

Unter den Begriff Stausee fallen alle künstlichen Speicherbecken, die zur Gewinnung von Elektrizität, zur Trinkwasserversorgung oder zur Bewässerung genutzt werden. Mit Ausnahme der Flussstau zeigen Stauseen ausgeprägte Entleerungs- und Füllperioden, die je nach Bedarf künstlich gesteuert werden können (hydrologische Bewirtschaftung). Die theoretische Verweilzeit des Wassers liegt in diesen Gewässern in der Grössenordnung von einem Tag bis zu mehreren Jahren.

In dieser Arbeit sollen Verhältnisse diskutiert werden, wie sie in kleinen bis mittleren Rinnenstauseen der Mittelgebirgs- und Voralpenregion typisch sind. Ich beschränke mich zudem auf Stauseen, die für die Stromproduktion genutzt werden und bei denen zur Speicherung von Ueberschussenergie Wasser von tiefergelegenen Seen oder Flüssen zurückgepumpt wird. Die Beckenform dieser Stauseen ist meist asymmetrisch - die maximale Tiefe befindet sich bei der Staumauer. Bei steil abfallenden Ufern und starken Wasserstandsschwankungen ist das Phytobenthos nur schwach entwickelt; die Primärproduktion der Phytoplankter dominiert deshalb.

Die durch das komplexe Zusammenspiel physikalischer und hydrologischer Faktoren erzeugte Dynamik des Seekörpers ist vielfach stark von derjenigen natürlicher Seen verschieden. So erstaunt es nicht, dass sich in Stauseen die Primärproduktion sowie die Artenabundanz und -sukzession der Phytoplankter anders verhalten als in natürlichen Seen mit ähnlicher Morphologie und ähnlicher Nährstoffbelastung (Uhlmann, 1968).

Folgende physikalischen Parameter beeinflussen die Dynamik von Seen: Wind, lang- und kurzwellige Einstrahlung und Rückstrahlung, Strahlungsreflexion an der Seeoberfläche, Attenuation der Strahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Wassertemperatur, Dichte des Wassers, Zuflussvolumen, Abflussvolumen, Einschichttiefe der Zuflüsse und die Aufenthaltszeit des Wassers. Zusätzliche hydrologische Faktoren sind bei Stauseen die künstliche Zuflüsse (z.B. Pumpzuflüsse) und Abflüsse in der Seetiefe.

Literaturüberblick:

Untersuchungen zur Ökologie der Phytoplankter in den hier diskutierten Stauseen gab es schon sehr früh. Dabei interessierten sich die verschiedenen Autoren vor allem für die Entwicklung der Wasserqualität in den Jahren nach dem Aufstau. Erwähnt seien hier die Arbeiten am Wägitaler See (Minder, 1939) und am Sihlsee (Laupper, 1940).

Da Talsperren neben der Energieerzeugung auch für die Trinkwasserversorgung und die Fischerei genutzt werden, wurde nach dem Zweiten Weltkrieg die Eutrophierung durch Siedlungsabwässer und die Auswaschung von Nährstoffen aus Landwirtschaftsgebieten mit Besorgnis beobachtet. In der BRD, der DDR und der Tschechoslowakei setzte eine eigentliche Untersuchungswelle ein, mit dem Ziel, die Eutrophierungsursachen an einem bestimmten See zu erkennen und mögliche Sanierungsmassnahmen zu erarbeiten. Leider sind viele dieser Untersuchungen bezüglich der Datenerfassung lückenhaft und geben deshalb nur selten Antworten auf die uns interessierenden Fragen (vgl. Abschnitt 1.2).

Im Jahre 1969 veröffentlichte J.M. Symons einen ausführlichen Bericht zum Thema "Water Quality Behavior in Reservoirs". In diesem Bericht wird zum ersten Mal der Zusammenhang zwischen der Wasserschichtung in nordamerikanischen Stauseen und der Primärproduktion sowie der Artensukzession untersucht. 1973 berichtete Stroud et al. über ein ausführliches Untersu-

chungsprogramm "Influence of Reservoir Discharge Location on the Water Quality". In Europa sind vor allem die Arbeiten Uhlmanns (1968, 1971, 1972) über den Einfluss der Verweilzeit des Wassers auf die Primärproduktion und der Artensukzession zu erwähnen.

Aufenthaltszeit und hydraulische Belastung: Neben der Nährstoffkonzentration in den Zuflüssen bestimmen besonders die mittlere Aufenthaltszeit des Wassers (τ_w) bzw. die hydraulische Belastung (q_s)¹ die Nährstoffkonzentration im See. Wie die Aufenthaltszeit des Wassers mit der Aufenthaltszeit der Minimumnährstoffe (τ_c) verknüpft ist, und wie diese beiden Parameter die Primärproduktion des Phytoplanktons bestimmen, haben Uhlmann (1972) und Imboden (1973) untersucht.

Die Autoren gehen dabei von einem vollständig durchmischten See (Ein-Box-Modell) aus, der sich im Stationärzustand² befindet. Für die Konzentration im See gilt unter diesen Voraussetzungen:

$$C = C_{in} \cdot \lambda / (\lambda + r) \quad [1]$$

Die mittlere theoretische Aufenthaltszeit der Minimumnährstoffe im See ist:

$$\tau_c = 1 / (\lambda + r) \quad [2]$$

C Konzentration des Minimumnährstoffes im See (kg/m^3)

C_{in} Konzentration des Minimumnährstoffes in den Zuflüssen (kg/m^3)

$\lambda = 1/\tau_w$ Austauschrate des Wassers im See (s^{-1})

¹ Die mittlere theoretische Aufenthaltszeit des Wassers ist als der Quotient aus Seevolumen und Zufluss pro Zeit definiert. Dabei wird angenommen, Seevolumen und Zuflussrate seien konstant.
Die hydraulische Belastung ist definiert als Quotient aus Seezufluss pro Zeit und Seefläche, wobei beide als konstant angenommen werden (Imboden, 1973).

² Der stationäre Zustand eines dynamischen Modells ist definiert als der Zustand, bei dem bei konstanten externen Parametern alle Zustandsvariablen zeitlich konstant sind.

r Nicht an den Abfluss gebundene Outputrate des Minimumnährstoffes, wie Sedimentation, in situ Reaktion etc. (s^{-1})

Aus Gleichung 1 ist zu erkennen, dass bei $\lambda \gg r$ die Nährstoffkonzentration im See praktisch unabhängig von r und damit ungefähr gleich der Konzentration in den Zuflüssen ist. Mit $r \gg \lambda$ wird der Nenner in Gleichung 1 im Vergleich zum Zähler gross; die Seekonzentration ist in diesem Fall viel kleiner als die Zuflussskonzentration. Imboden & Gächter (1978) hat die Primärproduktion als Michaelis - Menten - Funktion der Konzentration eines Minimumnährstoffes beschrieben und damit den Zusammenhang zwischen den Aufenthaltszeiten von Wasser und Nährstoffen sowie der Primärproduktion hergestellt.

Die tatsächlichen Verweilzeiten des Wassers und der Nährstoffe in einem Stausee mit Pumpzufluss und Abfluss im Hypolimnion entsprechen diesen Verhältnissen jedoch nur während der Vollzirkulation. Wenn der See geschichtet ist, schützt in Seen mit Tiefenabfluss der Dichtegradient die phototrophe Schicht vor Wasserverlust (Elster & Schmolinsky, 1953).³ Während des Sommers erfolgt ein Planktonverlust aus der phototropen Zone deshalb nur durch Sedimentation. In Umkehrung der Verhältnisse natürlicher Seen ist die Aufenthaltszeit des hypolimnischen Wassers am geringsten.

Hamm & Kucklantz (1981) untersuchte die Auswirkungen von kurzfristigen Änderungen der hydraulischen Belastung und der damit verbundenen hohen Trübstofffrachten auf den voralpinen Kochelsee. Der Kochelsee ist zwar ein natürlicher See; seine Zuflussverhältnisse sind jedoch gut mit denen der natürlichen Zuflüsse von voralpinen Stauseen zu vergleichen. Hamms Ergebnisse können folgendermassen zusammengefasst werden:

³ Bei sehr grossen Abflüssen und geringer Schichtungsstabilität kann die Thermokline in den Abflusstrichter gezogen werden. Dadurch wird auch epilimnisches Wasser exportiert. Für die hier besprochenen Stauseen trifft dieser Fall selten zu.

- Bei grosser Wasserzufuhr werden dem See extrem hohe Trübstofffrachten zugeführt. Die grossen Wassermengen bewirken bei natürlichen Seen einen grossen Export von Phytoplanktern durch den Oberflächenabfluss. Wegen des fehlenden Oberflächenabflusses ist dies bei Stauseen nicht der Fall. Bei beiden Seetypen nimmt die Sedimentationsrate der Phytoplankter zu. Im Kochelsee können bei grossem Wasserzufluss die Sedimentationsrate und die Exportrate zusammen grösser werden als die Wachstumsrate der Phytoplankter.

In diesem Zusammenhang muss auf die Arbeit von Koschel (1983) hingewiesen werden, der an verschiedenen Seen der DDR (Stauseen und natürlichen Seen) festgestellt hat, dass mit der biogenen Entkalkung eine stärkere Sedimentation von Phytoplanktern einhergeht. Hamms Beobachtung der Erhöhung der Sedimentationsrate nach kurzfristig starken Zuflüssen ist ein Hinweis darauf, dass der gleiche Effekt durch allochthone Schwebstoffe bewirkt wird.

- Die allochthonen Trübstoffe erhöhen die vertikale Attenuation der Strahlung. Innerhalb kürzester Zeit kann sich deshalb das Lichtklima ändern.
- Die Dichteschichtung des Wasserkörpers wird durch grosse hydraulische Belastung vermindert, was mit der Zunahme der vertikalen Eddydiffusion und der Verkürzung der Aufenthaltszeit zu erklären ist.
- Was die Nährstoffversorgung der phototrophen Schicht anbelangt, so bedingen grosse Zuflussfrachten sowohl die allochthone Zufuhr von Nährstoffen als auch die autochthone Nährstoffzufuhr durch Vermischung des Wassers der phototrophen Schicht mit nährstoffreicheren, tieferen Wasserschichten. Letzteres hat seine Ursache ebenfalls in der Erzeugung einer erhöhten vertikalen Eddydiffusion durch kurzfristige starke Zuflüsse.
- Die Phytoplanktonpopulation reagiert auf die physikalische Variabilität, indem sich eine von Diatomeen dominierte Population einstellt. Ähnliche Beobachtungen machte Harris&Muraoka (1983).

Pumpspeicherbetrieb: Die biologischen Auswirkungen des Pumpspeicherbetriebes, also der künstlichen Wasserzufuhr in der Seetiefe, sind schlecht untersucht. Elster (1962a) veröffentlichte eine Arbeit über die Rolle des Rheinwassers im Schluchsee während der Sommerstagnation. Er stellte fest, dass das in der Seetiefe eingeleitete Rheinwasser bis zur unteren Grenze der Sprungschicht aufsteigt und sich dort innert weniger Stunden über die gesamte Seefläche horizontal ausbreitet. Das Rheinwasser bleibt im Schluchsee gefangen, da das abfließende Wasser aus der Seetiefe stammt. Wegen der Eddydiffusion vermischte das eingeschichtete Rheinwasser im Laufe der Zeit mit hypolimnischem und mit sehr wenig epilimnischen Wasser. Der intensive Pumpspeicherbetrieb bewirkt im Sommer eine Erwärmung des Hypolimnions und eine Verminderung der Dichteschichtung. Dadurch erfolgt die Vollzirkulation früher und länger (Elster&Schmolinsky, 1953).

Die gleichen Beobachtungen machte Tippet (1978) an einem schottischen See. Tippet meint zudem, die verlängerte Homothermie und die erhöhte Durchmischungstiefe während der Stagnationsperiode des Sommers vermindere die Primärproduktion, was allerdings nicht belegt wird. Im weiteren postulierte er eine Schädigung von Zooplanktern durch die Turbine und die Pumpe. Er räumte jedoch ein, dass sich die Zooplankter womöglich nicht in den Abfluss des Sees ziehen lassen und dass deshalb Proben, die nach dem Turbinen- oder Pumpendurchlauf erhoben wurden, weniger Individuen enthalten als Wasser aus dem See.

Über den Einfluss des Pumpspeicherbetriebes auf die Nährstoffversorgung der phototrophen Schicht liegen keine Informationen vor.

Physikalische, chemische und biologische Veränderung bei Tiefenwasserabfluss: In den hier besprochenen Stauseen erfolgt der Wasserabfluss mit wenigen Ausnahmen unmittelbar oberhalb der tiefsten Stelle des Sees. Das hat den Effekt, dass die Aufenthaltszeit des hypolimnischen Wassers verkürzt, die des epilimnischen Wassers dagegen verlängert wird.

Der Abfluss erfolgt jahreszeitlich und tageszeitlich unterschiedlich. Durch kurzfristige Aenderungen des Abflusses werden interne Wellen und somit Turbulenzen im Wasserkörper angeregt.

Stauseen mit Tiefenwasserableitung wirken als Energiefallen. Da kein Oberflächenwasser abgeführt wird, erwärmen sich Stauseen vergleichsweise stärker als natürliche Seen (Elster&Schmolinsky, 1953; Martin, 1978).

Stroud (1973) stellte fest, dass die hypolimnische Sauerstoffkonzentration eng mit der Abflusstiefe und der "standing crop" der Fische korreliert ist. Der Autor bemerkte weiterhin, dass die Auswaschung von Crustaceen-Plankton durch den Abfluss in der Tiefe im Gegensatz zum Oberflächenabfluss vernachlässigbar gering ist. Er konnte keinen Einfluss unterschiedlicher Temperaturprofile im See auf die Tiefenverteilung von Fischpopulationen erkennen.

Martin (1978) verglich einen Stausee mit einem natürlichen See, der eine ähnliche Wasser- und Nährstoffzufuhr hat. Im Stausee wurde im Sommer nährstoffreiches Tiefenwasser abgeführt, im natürlichen See nährstoffarmes Oberflächenwasser. Im natürlichen See war die Biomasse der Phytoplankter im Mittel grösser als im Stausee und wurde von Flagellaten und Diatomeen dominiert; im Stausee waren Blaualgen dominant. Die Primärproduktion war im natürlichen See grösser, aber die Wachstumsrate der Phytoplankter war kleiner als im Reservoir. Der Autor gibt keine Erklärung für seine Beobachtungen. Aus seinen Angaben lässt sich jedoch folgendes schliessen:

Die durchschnittliche Nitratkonzentration lag im natürlichen See rund 2,7 mal höher als im Stausee (mittlere Nitratkonzentration 0,006 mg/l). Leider macht Martin keine Aussagen über die Phosphorkonzentrationen in den Seen. Aus der Dominanz der Blaualgen (*Lyngbya birgei*, *Aphanizomenon flos-aquae* und *Anabaena spiroides*) im Stausee muss geschlossen werden, dass Nitrat-N wachstumsbegrenzender Nährstoff war. *Anabaena* und *Aphanizomenon* können beide N_2 fixieren.

Aehnliche Beobachtungen macht man bei der Sanierung von eutrophen Seen mit der Technik der Tiefenwasserableitung.

Zusammenfassend können die folgenden allgemeinen Aussagen festgehalten werden:

- Die besonderen hydrologischen Verhältnisse in Stauseen beeinflussen die Schichtungs- und die Mischungsverhältnisse. Die Temperaturschichtung ist im Sommer schwächer ausgebildet als in natürlichen Seen; Stauseen werden schneller und länger durchmischt. Die Eddydiffusion ist grösser als in natürlichen Seen.
Durch den Abfluss in der Tiefe wird der See zur "Energiefalle". Die Wassertemperaturen sind deshalb in Stauseen höher als in natürlichen Seen.
- Durch die Ableitung des Tiefenwassers kommt es zu einer Nährstoffverarmung im Hypolimnion.
- Die Jahresprimärproduktion ist in Stauseen oft niedriger als in vergleichbaren natürlichen Seen. Als Gründe werden aufgeführt:
 - stärkere Nährstoffverarmung im Epilimnion, da das epilimnische Wasser im Sommer nicht ausgetauscht wird,
 - grössere Durchmischungstiefe des Epilimnions und längere Vollzirkulationszeit,
 - physikalischer Stress durch starke Schwankungen der hydraulischen Belastung und des Abflusses und durch die Variabilität des Lichtklimas.

Der Literaturüberblick zeigt, wie wenig wir über die Mechanismen wissen, die in Pumpspeicherseen die Lebensbedingungen der Phytoplanktonpopulation bestimmen.

1.2 Problemstellung

Es ist das Ziel dieser Arbeit, einen Beitrag zur Kenntnis der besonderen Lebensbedingungen der Phytoplankter in Pumpspeicherseen der Mittelgebirgs- und Voralpenregion zu leisten. Dabei steht der Zusammenhang zwischen hydrologischer Dynamik und Primärproduktion sowie Biomasse in einem voralpinen Stausee, dem Wägitaler See, im Vordergrund. Die Untersuchung ist so angelegt, dass die Resultate auf andere, ähnliche Gewässer übertragbar sind.

Bei der Beantwortung der Fragestellung konzentriere ich mich auf die Untersuchung des Beziehungsnetzes, das in Abb. 1 dargestellt ist.

Mittels statistischer Analyse sollen die multivariaten Zusammenhänge der grossen Zahl voneinander abhängiger oder unabhängiger Variablen qualitativ beschrieben werden; dabei sind vor allem Einflüsse auf Primärproduktion und Biomassenentwicklung herauszuarbeiten. In einem zweiten Schritt wird versucht, die Energie- und Massenaustauschprozesse im See quantitativ zu erfassen. Bei der Quantifizierung der Massenaustauschprozesse konzentriere ich mich auf die Parameter, die in der statistischen Untersuchung einen Zusammenhang mit der Primärproduktion und der Biomasse gezeigt haben.

Auf diese Art und Weise soll die Grundlage für ein allgemein auf Pumpspeicherseen anwendbares, dynamisches Primärproduktionsmodell erarbeitet werden.

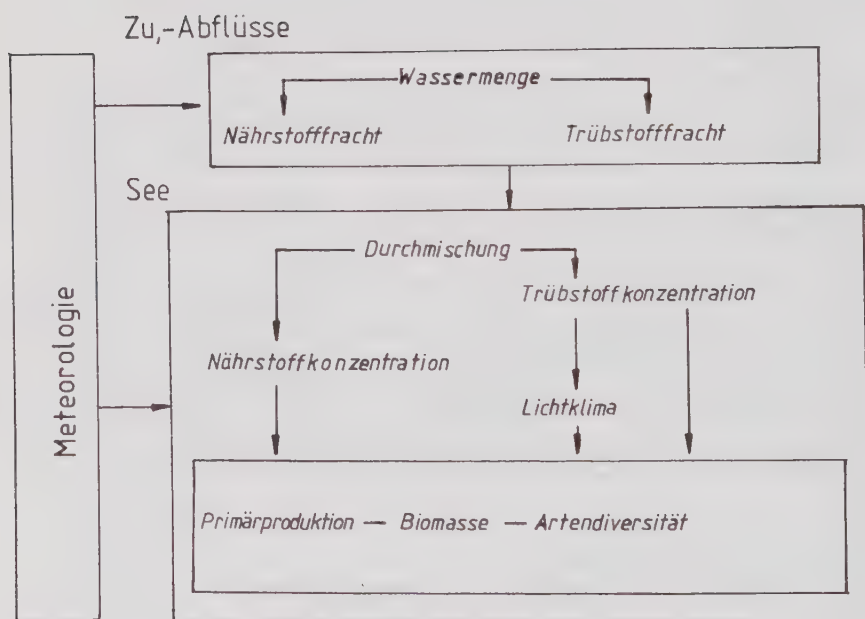


Abb. 1: Hypothetisches Beziehungsnetz zwischen hydrologischen, physikalischen und biologischen Parametern

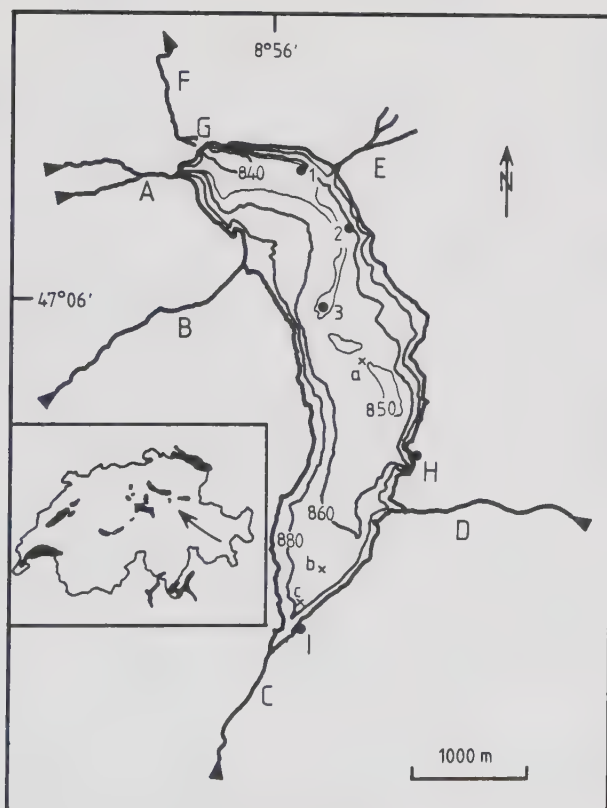


Abb. 2: Situationsplan des Wägitaler Sees. A = Schraehbach; B = Schlierenbach; C = Aberenbach; D = Ziggenbach; E = Innerthalbach; F = Wägitaler Aa (Wasserführung nur bei Seeüberlauf); G = Stau-mauer; H = Fläschloch; I = Hundsloch; a = Kote 850 m.ü.M.; b = Kote 864 m.ü.M.; c = Kote 875 m.ü.M.; 1 = Mündung des Druckstollens (Kote 850 m.ü.M.); 2 = Position der Thermistorkette; 3 = Position für chemische und biologische Probenahmen.

Kapitel II

BESCHREIBUNG DES WÄGITALER SEES

2.1 Geographische Lage

Der Wägitaler See - oder Wäggitaler See - ist ein voralpiner Pumpspeichersee. Er liegt auf 47°06' N 8°54' E, die Seekote ist bei Vollstau 900 m.ü.M.. Das Wägital liegt im Bezirk March, Kanton Schwyz, CH (Abb. 2).

2.2 Geologische Uebersicht

Das Wägital trennt die nördlichen helvetischen Deckenfalten der Kalkalpen von der Zone der subalpinen Molasse. Der heutige Stausee wurde auf einem postglazialen, verlandeten Seebecken aufgestaut. Vor dem Aufstau im Jahre 1924 wurde der Talboden landwirtschaftlich genutzt.

Die Einzugsgebiete der natürlichen Zuflüsse bestehen im Nordwesten (Schrähbach) aus ganz verschiedenen Kreide- und Flyschschichten. Im Westen (Schlierenbach) dominiert der Flysch und im Süden (Aberenbach) und Osten (Ziggenbach) schliessen wiederum Kalkschichten (Schrattenkalk, Gault, Kieselkalk, Cenoman) an. Im Nordosten (Innerthalbach) besteht der Untergrund vorwiegend aus Flysch (Schardt, 1924).

2.3 Hydrologische Verhältnisse

Das Einzugsgebiet:

Das Einzugsgebiet des Stausees umfasst 42,7 km². Bei einem mittleren Niederschlag von 2100 mm ergibt dies einen mittleren Zufluss pro Jahr von 89,7x10⁶ m³. Die Hauptzuflussmenge erreicht den See während der Schneeschmelze von April bis Juni. Fünf grössere Bäche (Schrähbach, Schlieren-

bach, Aberenbach, Ziggenbach, Innerthalbach), eine Unzahl kleiner und kleinster Bäche und zwei Karstquellen (Fläschloch, Hundsloch) münden in den See.

Zusätzlich zu den natürlichen Zuflüssen wird dem See Wasser aus dem Ausgleichsbecken Rempen zugeführt. Das Rempenbecken hat ein Volumen von $285 \times 10^3 \text{ m}^3$ und ein Einzugsgebiet von $40,0 \text{ km}^2$ und ist mit dem Wägitaler See durch einen $3,5 \text{ km}$ langen unterirdischen Druckstollen verbunden. In der Zentrale Rempen, welche vom Betriebszentrum in Siebnen aus fernbedient wird, sind vier Generatorengruppen von je $16,5 \text{ MW}$ Leistung und vier Pumpengruppen von je $4,4 \text{ MW}$ Leistung eingebaut. Die Pumpen können zusammen 5 m^3 Wasser in der Sekunde vom Ausgleichsbecken in den Wägitaler See fördern (Suter, 1983). Der Pumpzufluss erfolgt durch die seeseitige Druckstollenmündung auf Kote 854 m ü. M. in Zeiten geringen Elektrizitätsbedarfs, also während der Nacht und an Wochenenden.

Das hochgepumpte Wasser ist vergleichsweise stark mit Abwässern belastet, da die Gemeinde Vorderthal (900 Einwohner) ihre Abwässer bis jetzt noch ungereinigt in den Zwischenstau Rempen leitet.

Der Stausee:

Der Stausee hat bei Vollstau eine Oberfläche von $4,17 \text{ km}^2$, ist 5 km lang und maximal $1,2 \text{ km}$ breit; die mittlere Breite beträgt 840 m . Bei Seekote 900 m ü. M. enthält der See ein Volumen von $147,4 \times 10^6 \text{ m}^3$ Wasser. Die maximale Tiefe beträgt 66 m (vor der Staumauer), die mittlere Tiefe $35,3 \text{ m}$ (Lütschg, 1930).

Die mittlere Füllzeit beträgt $1,64$ Jahre (Suter, 1983). Gleichung 3 gibt die Beziehung zwischen Volumen und Seekote wieder.

$$V = 58,9 \cdot 10^3 \cdot (900 - h)^{1,87} \quad [3]$$

V Wasservolumen bei der Seekote $h \text{ (m}^3\text{)}$

Der für die Stromproduktion nutzbare Inhalt beträgt $80 \times 10^6 \text{ m}^3$, was einer Absenkung auf 880 m ü. M. entspricht. Der gesamte Jahreszufluss kann somit aufgestaut und im Winter für die Stromproduktion genutzt werden.

Die hydrologischen und morphometrischen Kenngrößen des Wägitaler Sees sind in Tab. 1 zusammengefasst.

2.4 Fischerei und Landwirtschaft

Der Wägitaler See ist in Fischereikreisen für seinen Forellenreichtum bekannt, der hauptsächlich durch den Besatz mit einjährigen Regenbogenforellen zustande kommt. Durch Eigenvermehrung hält sich ein gesunder Egli-Bestand, der das sauerstoffreiche Tiefenwasser bewohnt. Der See wird durch Patentfischer intensiv genutzt. Ueber den Fischereiertrag sind jedoch keine genauen Zahlen bekannt. Ein Fischereiverwalter wacht über die Einhaltung der Bestimmungen und sorgt für einen ausreichenden Besatz.

Als ständige Einwohner leben 167 Personen in der Gemeinde Innerthal, auf deren Gebiet der gesamte Stausee liegt. In der Gemeinde existieren noch 17 Bauernhöfe, auf denen Alpwirtschaft betrieben wird. Die Abwässer der Gemeinde werden nach Durchfliessen der Klärgruben über die Bäche in den See geleitet (Stand der statistische Angaben: 21. Dezember 1984).

2.5 Trophiegrad des Sees

Bei mittleren Gesamtphosphorkonzentrationen von 8 mg P/m^3 und Nitratkonzentrationen von 300 mg N/m^3 entwickelt sich eine Biomasse, die 5 mg Chl a/m^3 nie übersteigt. Phosphor ist Minimumstoff, da während der ganzen Untersuchungsperiode im Seekörper kein freies Orthophosphat nachgewiesen werden kann. Gleichzeitig liegen die Nitratkonzentrationen gleichbleibend hoch; beim Wägitaler See handelt es sich demnach um einen oligotrophes Gewässer (Thomas, 1953).

Tab. 1: Hydrologische und morphometrische Kenndaten des Wägitaler Sees

Seebecken:

- Maximales Seevolumen bei Vollstau: $147,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
- Maximales für die Stromproduktion nutzbares Volumen: $80 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
- Seeoberfläche bei Vollstau (Kote 900 m ü. M.): $4,17 \text{ km}^2$
- Maximale Tiefe: 66 m (Kote 834 m ü. M.)
- Mittlere Tiefe: 35,3 m (Kote 864,7 m ü. M.)
- Maximale Absenkung im Winter: 20 m (Kote 880 m ü. M.)
- Mittlere Füllzeit: 1,64 Jahre
- Kote der Druckstollenmündung: 848,6 m ü. M. (14,6 m über der tiefsten Stelle)
- Einzugsgebiet Wägitaler See: $42,7 \text{ km}^2$
- Mittlerer jährlicher Niederschlag im Einzugsgebiet: 2100 mm
- Volumen Rempenbecken: $285 \cdot 10^3 \text{ m}^3$
- Maximale Pumpleistung: $5 \text{ m}^3/\text{s}$

Hauptzuflüsse:

- Schrähbach: 7 % des jährlichen Gesamtzuflusses
 - Schlierenbach: 21 % des jährlichen Gesamtzuflusses
 - Aberenbach: 40 % des jährlichen Gesamtzuflusses
 - Ziggenbach: 21 % des jährlichen Gesamtzuflusses
 - Innerthalbach: 11 % des jährlichen Gesamtzuflusses
-

Kapitel III

UNTERSUCHUNGSPROGRAMM UND METHODEN

3.1 Probenahmen

Probenahmestellen:

Die Probenahmestellen für die chemischen und biologischen Untersuchungen im See sowie für die Lichtmessungen und Temperaturmessungen mit der Züligsonde wurden so ausgewählt, dass möglichst kein Einfluss von Seichebewegungen feststellbar war. Tatsächlich stimmt die in Abb. 2 angegebene Probenahmestelle (3) gut mit dem Knotenpunkt einer uninodalen Seiche überein. Die Stelle lag gleichzeitig ausserhalb des Mündungsbereiches der Hauptzuflüsse, so dass die aufgenommenen Tiefenprofile als typisch für die mittleren Verhältnisse im See angenommen werden dürfen.

Bei den fünf Hauptzuflüssen Schrähbach, Schlierenbach, Aberenbach, Ziegenbach und Innerthalbach wurden die chemischen und physikalischen Parameter an Probenahmestellen bestimmt, die kurz oberhalb der Mündungen lagen.

Im Rempenbecken wurde ein automatischer Sammelprobennehmer installiert, der kontinuierlich Wasser aus dem untersten Meter des Pumpwasserstollens entnahm. Die Entnahmestelle lag hier ca. 1,5 m vor der Stollenmündung.

Untersuchungszeitraum und Häufigkeit der Probenahmen:

Die Frequenz der Probenahmen auf dem See (Untersuchungsperiode: 21. Dezember 1982 bis 12. Juli 1984) ist aus Abb. 33 (obere Ordinatenachse) ersichtlich. Die Primärproduktion wurde nur zwischen dem 21. Dezember 1982 und dem 16. März 1983 bestimmt.

Die Daten der Probenahmen an den Zuflüssen stimmen mit denen der Primärproduktion überein. Zusätzlich hierzu wurden am 21./22. März 1983, am 25./26. Mai 1983, am 26./27. September 1983 und am 21./22. November 1983 24-Stunden-Probenahmen durchgeführt. Die Wassertemperaturen wurden an den Zuflüssen so oft wie möglich gemessen. Die Messdaten entsprechen den Daten aus Abb. 11.

3.2 Biologische Untersuchungen des Seewassers

Phytoplankton:

Die biologischen und chemischen Parameter im See wurden in den Tiefen 0; 0,2; 0,5; 1,0; 2,5; 5,0; 7,5; 10,0; 12,5; 15,0; 20,0; 30,0 und 40,0 m verfolgt. Ich habe versucht, die einzelnen Phytoplanktonarten soweit möglich zu bestimmen und auszuzählen. Die Proben (200 ml) wurden mit 0,5 ml 40 % Formaldehyd und 4 ml Lugolscher Lösung (Merck, Darmstadt, BRD) fixiert und mit dem Umkehrmikroskop Leitz Diavert, Wetzlar, BRD, ausgezählt (Methode nach Utermöhl, 1958). Die verwendete Bestimmungsliteratur war: Bourelly (1966, 1968, 1970), Geitler (1925), Germain (1981), Huber-Pestalozzi (1950), Hustedt (1930), Skuja (1948, 1956).

Die Diversitätsberechnung erfolgte nach Shannon-Wiener (Wilson & Bossert, 1973).

Photosynthetische Pigmente:

Der Chlorophyll a - und b - sowie der Phaeophytin a - Gehalt der Wasserproben wurde fluorimetrisch bestimmt (Fluorimeter: Perkin-Elmer, Modell 1000M, USA, mit Filter 655 nm und 671 nm, Balzers AG, Liechtenstein). Die Aufbereitung der Proben und die Berechnung der Konzentrationen erfolgte nach Schanz (1982).

Primärproduktion der Phytoplankter:

Die Primärproduktion wurde nach Vollenweider (1969 Seite 70) bestimmt. Vorversuche haben gezeigt, dass die Zugabe von 4 $\mu\text{Curie } ^{14}\text{C}$ pro 125 ml Probewasser die kleinsten Streuungen ergibt. Die Membranfilter wurden im Scintillationszähler ISOCAP/300 Liquidscintillationsystem der Firma Searle Nederland B.V. Nuclear Chicago Division, Uithoorn, Holland ausgezählt.

3.3 Chemische Untersuchungen

Relative Transmission: (%)

Als Mass für den Trübungsfgehalt von See- und Zuflusswasser wurde die relative Transmission bei 420 nm mit dem Hitachi UV-VIS Spectrophotometer 181 gemessen. Dazu wurde das Probewasser (in einer Polyäthylenflasche) 10 s lang geschüttelt, sofort in eine 10 cm Küvette eingesogen und nach weiteren 10 s gegen filtriertes Probenwasser gemessen.

UV-Absorption: (cm^{-1})

Die Absorption des filtrierten Wassers bei 254 nm ist ein Mass für den Gehalt an gelösten organischen Stoffen (Banoub, 1973; Valenta, 1975): Nach "Deutsche Einheitsverfahren zur Wasseruntersuchung" (DEV), Methode C3.

Sauerstoff: (mg/l)

Nach Winkler aus den "Eidgenössischen Richtlinien für die Untersuchung von Abwasser und Oberflächenwasser", Blatt 10/1.

Orthophosphat: ($\mu\text{g/l}$)

Nach den "Eidgenössischen Richtlinien für die Untersuchung von Abwasser und Oberflächenwasser", Ascorbinsäuremethode (IA), Blatt 37/1.

Gesamtphosphor und Gesamtphosphor im Filtrat (gelöster Phosphor): ($\mu\text{g/l}$)

Nach den "Eidgenössischen Richtlinien für die Untersuchung von Abwasser und Oberflächenwasser", Ascorbinsäuremethode Blatt 37/8.

Nitrat-Stickstoff: ($\mu\text{g/l}$)

Mit der UV-Absorption bei 275 nm nach den "Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater" (American Public Health Association, 1975).

Nitrit-Stickstoff: ($\mu\text{g/l}$)

Photometrische Bestimmung mit Diazoreagenz nach den "Eidgenössischen Richtlinien für die Untersuchung von Abwasser und Oberflächenwasser", Blatt 36/1.

Ammonium-Stickstoff: ($\mu\text{g/l}$)

Photometrische Bestimmung als Indophenol nach den "Eidgenössischen Richtlinien für die Untersuchung von Abwasser und Oberflächenwasser", Blatt 30/1.

3.4 Physikalische Messungen

Wassertemperatur: ($^{\circ}\text{C}$)

Während der Seeprobenahme wurde jeweils ein Temperaturprofil im See aufgenommen (Widerstandsthermometer TTM72, Züllig AG, Rheineck, CH; Messgenauigkeit $0,1^{\circ}\text{C}$).

Ab April 1983 wurde während der eisfreien Perioden an der in Abb. 2 angegeben Stelle die Seetemperatur mittels einer Thermistorkette kontinuierlich in 0,5; 3,0; 6,0; 10,0; 12,5; 15,0; 17,5; 20,0; 30,0 und 40,0 m Tiefe alle 3 Minuten gemessen und als 6-Stunden-Mittelwert auf einem EPROM abgespeichert (Entwicklung und Bau der Thermistorkette (Pt100-Fühler) und des Mikroprozessors durch Altech, Lenzburg, CH).

Photosynthetisch aktive Strahlung (PAR), 400-700 nm: ($\mu\text{E/m}^2\text{s}$)

Während der Seeprobenahme wurde jeweils ein Tiefenprofil bestehend aus den Mittelwerten von zwei Messungen aufgenommen (Messgerät: LI-185b, Fühler: LI-192S, beide von LICOR Inc., Nebraska, USA).

Die Reflexion der Wasseroberfläche wurde gemessen, indem der Fühler senkrecht in ca. 30 cm Distanz zur Wasseroberfläche gehalten wurde.

Am Ufer in der Nähe des Abflusstollens registrierte ein PAR-Integrator (LI-192S, LICOR Inc., Nebraska, USA) die täglich eingestrahlte photosynthetisch aktive Strahlung (1. Juni 1983 bis 31. März 1984).

Windgeschwindigkeit: (m/s)

Die Windgeschwindigkeit wurde auf einem ca. 100 m vor der Mündung des Innerthalbaches verankerten Floss mit einem mechanischen Wölfle-Windmesser (Wilh. Lamprecht KG, Göttingen, BRD) in 10 m Höhe über der Wasseroberfläche gemessen. Als Rohdaten wurden die mittleren stündlichen Windgeschwindigkeiten verwendet.

Hydrologische Daten:

Sämtliche hydrologische Daten (Seekote, Seeabfluss, Seezufluss) wurden von der Kraftwerk Wägital AG als Tageswerte zur Verfügung gestellt. Der Seezufluss berechnet sich dabei aus der täglichen Bilanzierung der Seekote und des Seeabflusses.

Meteorologische Daten:

- **LUFTTEMPERATUR: (°C)**

Die Lufttemperaturen wurden als Tagesminimal- und Tagesmaximalwerte mit einem Minima-Maxima-Thermometer (Quecksilber, Nr.1390, Auer&Co, Basel, CH) in Ufernähe bei der Druckstollenmündung gemessen.

- **NIEDERSCHLAG: (MM)**

Der Niederschlag wurde von der Kraftwerk Wägitel AG täglich mit einem Tagesniederschlagsammler (Wilh. Lamprecht KG, Göttingen, BRD) gemessen.

- **RELATIVE LUFTFEUCHTIGKEIT: (MBAR)**

Die relative Luftfeuchtigkeit wurde mit einem Taupunktfühler TP3, Meteorolabor, Wetzikon, CH an der automatischen Messstation Erlenbach der EAFV Birmendorf in 13 km Distanz (Luftlinie) auf ca. 1200 m Höhe ü. M. gemessen.

- **GLOBALSTRAHLUNG: (W/M²)**

Die Globalstrahlungsdaten stammten von der automatischen Klimamessstation Erlenbach; Messfühler Solar 11C, CM6, Meteorolabor, Wetzikon, CH.

- **ABSOLUTE TÄGLICHE SONNENSCHEINDAUER: (H)**

Daten der automatischen Messstation Erlenbach, Messfühler: Solar 111 C, Meteorolabor Wetzikon.⁴

3.5 Statistische Methoden

3.5.1 Univariate Statistik

Test auf Normalverteilung:

Die Variablen wurden mit der SAS-Prozedur "UNIVARIATE" (SAS User's Guide: Basics, 1982) auf ihre Normalität getestet. "UNIVARIATE" berechnet eine Teststatistik für die Nullhypothese, dass die Eingabedaten Zufallsstichproben einer Normalverteilung sind. Wenn die Stichproben weniger als 51 Beobachtungen enthalten, wird der Shapiro-Wilk-Test berechnet; sind mehr als 51 Beobachtungen vorhanden, berechnet das Programm den Kolmogoroff-Smirnoff-Test.

⁴ Die Werte der automatischen Messstation Erlenbach sind als Stundenmittelwerte von 5-Minuten-Stichproben übernommen. Die Datenerfassung erfolgt auf dem Datalogger Schlumberger Solartron 3430.

Streuung:

Beim arithmetischen Mittel wurde die Standardabweichung (Linder & Berchtold, 1979) angegeben.

3.5.2 Multivariate Statistik**Berechnung des Korrelationskoeffizienten:**

Angewandt wurde die SAS-Prozedur "CORR", die als Defaultmethode die Korrelation nach Pearson berechnet:

$$r_{x,y} = \frac{\sum (x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sqrt{\sum (x-\bar{x})^2 \sum (y-\bar{y})^2}}$$

Dabei sind $\bar{x}$ und $\bar{y}$ die arithmetischen Mittelwerte der Stichproben x und y (SAS User's Guide: Basics, 1982).

t-Test:

Der t-Test diene zur Prüfung des Regressionkoeffizienten gegen Null und zum Vergleich zweier Regressionskoeffizienten (Linder & Berchtold, 1979).

F-Test:

Der F-Test diene zur Prüfung der Nullhypothese, die besagt, dass die Grundgesamtheiten, aus denen zwei Stichproben stammen, die gleiche Streuung σ^2 aufweisen (Linder & Berchtold, 1979).

Zum Vergleich von Mittelwerten verwendete ich die Methode aus Linder & Berchtold (1979).

Faktorenanalyse:

Die Berechnung der Faktorenlösung erfolgte mit der SAS-Prozedur "FACTOR" (SAS User's Guide: Statistics, 1982). Ich standardisierte die Datenmatrix aus den von Linder und Berchtold (1972 II) dargelegten Gründen. Der vollständige Prozeduraufruf für den Rechner lautete:

```
PROC FACTOR SCREE MINEIGEN=0 PRIORS=SMC (MAX) N=4 ROTATE=V  
PLOT ROUND REORDER SCORE;
```

Als Defaultmethode wählte "FACTOR" die Berechnungsoption "PRINCIPAL", wodurch die unrotierten Faktoren nach der Methode in Linder und Berchtold (1982) berechnet wurden. Für den Fall, dass die eingegebene Korrelationsmatrix singulär ist (vgl. Flury&Riedwyl, 1983), wurde PRIORS=MAX gesetzt. Mit N=4 wurden 4 Faktoren ausgedruckt. ROTATE=V rotierte die Faktoren nach der VARIMAX - Methode (Flury&Riedwyl, 1983).

3.5.3 Schätzung der mittleren täglichen Wassertemperaturen der Zuflüsse

Sinus-Regression:

Für die Anpassung der Sinus-Funktion von Gleichung 24 an die Wasser- und Lufttemperaturen wurden sämtliche gemessene Wassertemperaturen der einzelnen Zuflüsse und sämtliche mittleren täglichen Lufttemperaturen der Wetterstation Innerthal verwendet.

Die Sinuskurve wurde mit den SAS-Prozeduren (SAS/ETS Users's Guide, 1982) nach der Methode der kleinsten Quadrate (Linder & Berchthold, 1979) berechnet:

```
PROC MODEL; PARAMETERS A B T0;  
ENDOGENOUS T1; EXOGENOUS X;  
T1 = A*(0,5*B*SIN((T-T0)*(2π/364.25)));  
PROC SYNLIN OLS;
```

Die benützten Prozeduren sind Teil der SAS/ETS-Softwarepakete zur Lösung und Simulation dynamischer, nichtlinearer Gleichungssysteme.

Lineare Regressionen zwischen den Residuen:

Die Regressionsgeraden zwischen den Residuen der Lufttemperaturen von Innerthal und den Residuen der Wassertemperaturen der einzelnen natürlichen Zuflüsse, sowie die dazugehörigen Konfidenzintervalle wurden mit der SAS-Prozedur (SAS User's Guide: Statistics, 1982) berechnet:

```
PROC REG;
```

MODEL RW=RL / CLM;

Die Restvarianz der Summenfunktion von Gleichung 25 ist die Restvarianz von Gleichung 24 abzüglich der erklärten Varianz des linearen Terms von Gleichung 25. Die 95 %-Vertrauensgrenzen wurden nach Linder & Berchtold (1979) berechnet.

3.5.4 Schätzung der Nähr- und Schwebstoffkonzentrationen der Zuflüsse

- Die Nähr- und Schwebstoffkonzentrationen wurden mit der SAS-Prozedur

PROC UNIVARIATE;

(SAS-User's Guide: Basics, 1982) auf ihre Normalität getestet.

- Der Sinus-Term von Gleichung 28 wurde den jeweiligen Messdaten mit der gleichen Methode angepasst wie derjenige von Gleichung 24.
- War das Bestimmtheitsmass grösser gleich 0,2, wurde zwischen den Residuen (Differenz der Konzentrationsmesswerte zu den Funktionswerten der angepassten Sinus-Kurve) und den dazugehörigen Abflussvolumina und Wassertemperaturen eine multiple lineare Regression berechnet. Verwendet wurde die SAS-Prozedur (SAS-User's Guide: Statistics, 1982)

PROC REG;

MODEL K=(Q)(T);

- War das Bestimmtheitsmass nach der Berechnung der multiplen linearen Regression wiederum grösser gleich 0,2, so wurde die Regressionsfunktion mit der Sinus-Funktion von oben wie in Gleichung 28 verknüpft.

War das Bestimmtheitsmass der multiplen linearen Regression kleiner 0,2, so wurden die Konzentrationen allein mit der Sinusfunktion berechnet.

- War bei der Anpassung der Sinus-Funktion das Bestimmtheitsmass kleiner 0,2, wurde die mittlere tägliche Konzentration als arithmetischer Mittelwert sämtlicher Konzentrationsmesswerte des jeweiligen Seezuflusses berechnet.

3.6 Bestimmung der Dichte der anorganischen Trübstoffe

Die Dichte der anorganischen Trübstoffe der Zuflüsse des Wägitaler Sees bestimmte ich mit Sedimentmaterial aus dem Mündungsbereich des Schlierenbachs. Das Material war hellgrau, geruchlos und von amorpher, tonartiger Konsistenz.

Nachdem das Sediment im Trockenschrank während 24 Stunden bei 80 °C getrocknet worden war, wurde es leicht im Mörtel zerrieben. Anschliessend siebte ich es durch ein Netz der Maschenweite 80 µm und schlammte es in filtriertem (0,2 µm Membranfilter, Schleicher & Schuell AG, Feldbach, Schweiz) Seewasser auf. Ich liess es während 60 Sekunden sedimentieren. Dann wurde der Ueberstand durch einen Glasfaserfilter (GF 92, Schleicher & Schuell AG) abgenutscht und wiederum 24 Stunden im Trockenschrank bei 80 °C getrocknet. Das erhaltene Material wurde im Exsikkator aufbewahrt.

Die Dichte wurde folgendermassen gemessen:

Fünf 50 ml Messkolben (Auer&Co AG Nr. 11050 Toleranz 0,03 ml bei 50 ml) wurden mit 4 °C warmem, destilliertem Wasser gefüllt, je 3 g des Sedimentmaterials zugegeben und während 4 Tagen im Kühlschrank bei 4 °C sedimentieren lassen. Die Wasserverdrängung wurde dann mit einer 0,1 und einer 0,05 ml Pipette (Auer&co AG; Basel, CH, Nr.10600, DIN B) gemessen. Eine Zunahme der Leitfähigkeit durch die Zugabe des Sedimentes war nicht feststellbar.

3.7 Zusammenhang zwischen relativer Transmission und Trübungsfaktor

Um den Zusammenhang zwischen der Transmission des Wassers bei 420 nm in einer 10 cm Küvette und dem Gehalt an anorganischer Trockensubstanz zu erfassen, stellte ich ein trübes Wasser aus 100 ml membranfiltriertem Seewasser (vgl. oben) und 0,5 g Sediment (vgl. oben) her. Nachdem ich das Wasser gut gemischt hatte, mass ich seine Transmission. Anschliessend verdünnte ich das Mischwasser mit filtriertem Seewasser im Verhältnis 9 : 1 und wiederholte die Messung. Dies wurde solange fortgesetzt, bis das Photometer keine signifikante Änderung der Transmission mehr anzeigte.

3.8 Massenbilanzierung

Berechnung der Gesamtphosphor- und Schwebstoffmengen im See:

Um die Mengen des im Seewasser enthaltenen Gesamtphosphors und der suspendierten anorganischen Schwebstoffe zu berechnen, wurden die Messwerte beider Parameter linear interpoliert, damit ich Werte in 1 m Tiefenstufen erhielt. Diese Konzentrationen wurden mit den jeweiligen Tiefenschichtenvolumina multipliziert und aufsummiert.

Berechnung des Stoffexports:

Der Export erfolgte über den Tiefenablass des Sees. Dabei berechnet sich die täglich abgeführte Stoffmenge aus dem Produkt des täglichen Abflussvolumens und der mittleren Stoffkonzentration unterhalb 30 m Seetiefe. Die Verwendung des Mittelwertes der Konzentration des Tiefenwassers des Sees ist mit einem vernachlässigbaren Fehler verbunden, da selbst während der Sommerstagnationsperiode nur ein kleiner Konzentrationsgradient im Hypolimnion besteht.

Die täglichen Stoffkonzentrationen wurden aus der linearen Interpolation der Messwerte an den Untersuchungstagen ermittelt.

Mittlere theoretische Stoffaufenthaltszeiten:

Die mittleren theoretischen Stoffaufenthaltszeiten im See wurden nach Hakanson (1983) berechnet als:

$$\tau_R = \tau_W / (1 + k_T \cdot \tau_W) \quad [4]$$

τ_R mittlere theoretische Aufenthaltszeit eines Stoffes (d)

τ_W mittlere theoretische Verweilzeit des Wassers (d)

k_T Sedimentationsrate (d^{-1})

3.9 Theoretische tägliche Sonnenscheindauer

Die theoretische tägliche Sonnenscheindauer wurde aus Gleichung 5 (Neumann, 1966) und der geographischen Breite von Innerthal ($47^{\circ}06'$) berechnet.

$$S = 1/7,5 \cdot \cos^{-1}(-\tan \Omega \cdot \tan(23,45 \cdot \sin(0,9856 \cdot (t_T - 82)))) \quad [5]$$

S theoretische Sonnenscheindauer (h)

Ω Breitengrad ($^{\circ}$)

t_T Tagesnummer des laufenden Jahres (d)

Kapitel IV

STATISTISCHE UNTERSUCHUNGEN

In diesem Kapitel werden die qualitativen Zusammenhänge zwischen den Variablen untersucht, die das in Abb. 1 dargestellte Beziehungsnetz bestimmen.

4.1 Erstellen der Datenmatrix

Für die statistische Auswertung lagen uns die Daten der eigenen Seeuntersuchungen vom Dezember 1982 bis März 1984 sowie die von Egloff (1986) vom März 1984 bis Juli 1984 vor.

Die Variablen der Rohdaten müssen teilweise in neue Parameter transformiert werden, um die Interpretation der Zusammenhänge zwischen ihnen zu vereinfachen. Folgende Variablen werden in die Untersuchung einbezogen. Bei den mit * bezeichneten Variabelnamen sind Daten fehlender Messtage um die Werte des nächsten Messtages ergänzt.

- **BIOLOGISCHE PARAMETER IM SEE**

PPSTAG: Tagesprimärproduktion (mg Cass/m²d)

MCHLA: Gewichtetes Mittel⁵ der Chlorophyll a - Konzentrationen (µg/l) zwischen 0 und 20 m Seetiefe.

MCHLB Gewichtetes Mittel der Chlorophyll b - Konzentrationen (µg/l) zwischen 0 und 20 m Seetiefe.

⁵ Für das gewichtete Mittel wurde die aus der Integration der einzelnen Schichten berechnete Stofffracht zwischen 0 und 20 m Seetiefe durch das Volumen der obersten 20 m dividiert.

MPHAE0: Gewichtetes Mittel der Phaeophytin - Konzentrationen ($\mu\text{g/l}$) zwischen 0 und 20 m Seetiefe.

PE: PPSTAG/(MCHLA • PARETAG) - dies ist nach Harris&Piccinin (1980) ein Mass für die photosynthetische Effizienz. (Definition von PARETAG siehe unten)

DIVERSJT: Gewichtetes Mittel der Shannon-Wiener-Diversitäten (Wilson&Bossert, 1973) der Phytoplankter zwischen 0 und 20 m Seetiefe

• *NÄHR-, TRÜB- UND ORGANISCHE STOFFE IM SEE*

MTRA: Transmission bei 420 nm, gewichtetes Mittel der Messwerte zwischen 0 und 20 m Seetiefe.

MOPH: Gewichtetes Mittel der Orthophosphatkonzentration ($\mu\text{g/l}$) zwischen 0 und 20 m Seetiefe.

MGEL: Gewichtetes Mittel der Konzentrationen an gelöstem Gesamtphosphor ($\mu\text{g/l}$) zwischen 0 und 20 m Seetiefe.

MGES: Gewichtetes Mittel der Gesamtphosphorkonzentrationen ($\mu\text{g/l}$) zwischen 0 und 20 m Seetiefe.

MNO3: Gewichtetes Mittel der Nitrat-N-Konzentrationen ($\mu\text{g/l}$) zwischen 0 und 20 m Seetiefe.

MNO2: Gewichtetes Mittel der Nitrit-N-Konzentrationen ($\mu\text{g/l}$) zwischen 0 und 20 m Seetiefe.

MNH4: Gewichtetes Mittel der Ammonium-N-Konzentrationen ($\mu\text{g/l}$) zwischen 0 und 20 m Seetiefe.

MA254: Absorption bei 254 nm, gewichtetes Mittel der Messwerte zwischen 0 und 20 m Seetiefe.

- **WASSERMENGEN DER ZU- UND ABFLÜSSE**

TURBTAG

Wassermenge des Turbinenabflusses ($10^3 \text{ m}^3/\text{d}$).

TURBMEAN:

Mittel von TURBTAG zwischen zwei Probenahmedaten.

PUMPTAG:

Wassermenge des Pumpzuflusses ($10^3 \text{ m}^3/\text{d}$).

PUMPMEAN:

Mittel des PUMPTAG zwischen zwei Probenahmedaten.

NATUTAG:

Wassermenge der natürlichen Zuflüsse ($10^3 \text{ m}^3/\text{d}$).

NATUMEAN:

Mittel des NATUTAG zwischen zwei Probenahmedaten.

- **NÄHRSTOFF- UND SCHWEBSTOFFFRACHTEN DER ZUFLÜSSE**

Bei den unten angeführten Variablen wird mit den Anfangsbuchstaben **Z** und **R** bezeichnet, ob es sich um Frachten natürlicher Zuflüsse (**Z**) oder um solche des Pumpwassers (**R**) handelt. Mit den Endsilben **TAG** und **MEAN** wird bezeichnet, ob es sich um einen Tageswert oder um den Mittelwert zwischen zwei Probenahmen handelt. Die Zwischensilben **OPH**, **GES**, **GEL**, **NO3**, **NO2**, **NH4**, **TS** bezeichnen dieselben Parameter wie bei den Konzentrationsangaben der Parameter des Sees. Die Trübstoffe (**TS**) sind als Trockensubstanz angegeben. Sämtliche Frachten haben die Einheit kg/d.

ZOPHTAG, ZOPHMEAN, ZGELTAG, ZGELMEAN, ZGESTAG, ZGESMEAN,
ZNO3TAG, ZNO3MEAN, ZNO2TAG, ZNO2MEAN, ZNH4TAG, ZNH4MEAN,
ZTSTAG, ZTSMEAN, RNO3TAG, RNO3MEAN, RGESTAG, RGESMEAN,
RTSTAG, RTSMEAN,

VEROPH: Verhältnis ZOPHTAG zu ZNO3TAG

VERGES: Verhältnis ZGESTAG zu ZNO3TAG

• **PHYSIKALISCHE PARAMETER**

PARTAG:

Tagessumme der photosynthetisch aktiven Strahlung über Wasser (mE/m^2).

PARETAG:

Tagessumme der photosynthetisch aktiven Strahlung, die bis in 20 m Seetiefe gelangt ($\mu\text{E}/\text{m}$); berechnet aus dem Integral des Lambert-Beer'schen Gesetzes und dem jeweiligen vertikalen Lichtattenuationskoeffizienten.

PARMEAN:

Mittel von PARTAG zwischen zwei Probenahmedaten.

ZEUTAG*:

"Euphotische Tiefe" - Tiefe, bis zu der noch 1% der Tagessumme der photosynthetisch aktiven Strahlung, gemessen in 0.05 m Seetiefe, gelangt.

MTEMPT:

Gewichtetes Mittel der Seetemperaturen ($^{\circ}\text{C}$) zwischen 0 und 20 m Seetiefe.

MTEMPM:

Arithmetisches Mittel von MTEMPT zwischen zwei Probenahmedaten.

ZMTAG: Tiefe des maximalen Temperaturgradienten.

ZEUZM*: Verhältnis zwischen ZEUTAG und ZMTAG.

WNDSTAG:

Summe der täglichen kinetischen Energie, die vom Wind in den See eingetragen wird. Die Summanden sind stündliche Werte, die wie folgt berechnet wurden:

$$E_W = \sum_{t=0}^{23} C_d \rho_a u_t^3 \sqrt{C_d \frac{\rho_a}{\rho_0}} \quad [6]$$

E_W

Tagesmittelwert der in den See eingetragenen Windenergie pro Fläche, berechnet aus stündlichen Mittelwerten (W/m^2)

C_d	Windschubkoeffizient für die Windgeschwindigkeit, die in 10 m über der Wasseroberfläche gemessen wird. C_d ist von der Windgeschwindigkeit abhängig und liegt zwischen 0,5 und $2 \cdot 10^{-3}$ (). Für die vorliegende Fragestellung kann C_d vereinfachend als $1,3 \cdot 10^{-3}$ angenommen werden.
u_t	Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (m/s) in 10 m Höhe über dem See.
ρ_a	Dichte der Luft (wird konstant als $1,225 \text{ kg/m}^3$ angenommen)
ρ_0	Dichte des Wassers an der Seeoberfläche. Vereinfachend wird die Dichte als 999.726 kg/m^3 angenommen, was einer Wassertemperatur von 10°C entspricht.

WINDSMEAN:

Mittel von WNDSTAG zwischen zwei Probenahmetagen.

4.2 Statistische Verfahren

4.2.1 Test auf Normalverteilung

Die multivariate Normalverteilung der Daten ist Voraussetzung aller multivariaten Analysen (Linder&Berchthold, 1982). Ich wähle eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% für die Hypothese, dass die Messwerte einer Variablen normalverteilt sind.

Falls die Daten nicht normalverteilt sind, logarithmiere ich die entsprechenden Variablen und teste noch einmal. Dabei wird zu Daten, deren Wert Null ist, ein kleiner Wert ϵ addiert. Muss die Nullhypothese wiederum verworfen werden, wähle ich für die weiterführende statistische Analyse die Form der Variablen, die der Normalverteilung am besten entspricht.

Lognormal verteilt sind die Variablen: PARTAG, WNDSTAG, TURBTAG, PUMPTAG, NATUTAG, ZOPHTAG, ZGELTAG, ZGESTAG, WNDMEAN, NATUMEAN, ZOPHMEAN, ZGELMEAN, ZGESMEAN, ZNO3MEAN, ZNO3TAG, MPHAEO, ZNH4TAG, ZNO2TAG, ZTSTAG, RNO3TAG, RGESTAG, ZNH4MEAN, ZNO2MEAN, ZTSMEAN, RNO3MEAN, RGESMEAN, RTSMEAN, RTSTAG, VERGES, MOPH, MGEL, PARETAG, PE, ZEUZM.

Nicht normalverteilt sind die Variablen: VEROPH, ZEUTAG, ZMTAG.

4.2.2 Bivariate Korrelation

Bei den multivariaten Analysen entfallen sämtliche Beobachtungen, bei denen nicht für jedes Intervall je eine Messgrösse vorhanden ist. Dies kann zu Analysen mit einer relativ kleinen Anzahl Beobachtungen und somit zu einem Informationsverlust führen.

Bei der bivariaten Korrelation, bei der nur zwei Variablen miteinander verglichen werden, entfällt diese Einschränkung. Aus diesem Grund habe ich sie auf unsere Datenmatrix angewandt. Dabei wurden sämtliche Variablen einbezogen.

4.2.3 Faktorenanalyse

In der Einleitung wurde gefordert, dass eine statistische Methode zur Analyse unserer Daten robuste und einfach zu interpretierende Resultate liefern soll.

Die Korrelationsanalyse kann diese Bedingungen wegen der grossen Anzahl Korrelationskoeffizienten, die sie uns liefert, nicht erfüllen. Demgegenüber stellt die Faktorenanalyse eine geeignete Methode dar, um die Zahl der ursprünglichen Variablen zu verringern, was gleichbedeutend ist mit der Aussage, dass sie uns ermöglicht, Gruppierungen innerhalb der Variablen zu verdeutlichen (Linder&Berthold, 1982). Harris&Piccinin (1980) hat diese Methode mit Erfolg auf eine Fragestellung angewandt, die der unseren gleicht.

Die Koeffizienten, die man bei der Faktorenanalyse erhält, sind Quadrate von Korrelationskoeffizienten zwischen den einzelnen Variablen und Faktoren und lassen sich als solche interpretieren. Sämtliche Variablen werden in die Analyse einbezogen.

Einteilung der Variablen in Gruppen: Wie oben bereits erwähnt wurde, gehen nur Beobachtungen in die Faktorenanalyse ein, die keine fehlenden Messwerte enthalten. Um die Anzahl Beobachtungen trotzdem möglichst gross zu halten, werden die Variablen zu geeigneten Gruppen zusammengefasst (vgl. Tab. 2). Für jede Gruppe führe ich separat eine Faktorenanalyse durch, wobei die Variabel-Zusammensetzung der neuen Gruppe erst festgelegt wird, wenn die Resultate der alten Gruppe ausgewertet sind.

Tab. 2: Variabelngruppen der Faktorenanalyse

n ist die Anzahl der Beobachtungen pro Gruppe

- **GRUPPE A:**

Hydrologische und physikalische Parameter (21.12.1982 bis 26.3.1984)

n=377

PARTAG, WNDSTAG, NATUTAG, PUMPTAG, TURBTAG, ZMTAG, ZEUTAG

- **GRUPPE B:**

Biologische und physikalische Parameter (21.12.1982 bis 26.3.1984)

n=39

DIVERSIT, PE, ZEUMZ, ZEUTAG, ZMTAG, MCHLA, MCHLB, PARETAG

- **GRUPPE C:**

Hydrologische, physikalische und biologische Parameter (21.12.1982 bis 26.3.1984)

n=30

WNDSMEAN, TURBMEAN, ZEUTAG, MTRA, MGES, MNO3, MA254, MTEMPM, PUMPMEAN, NATUMEAN, PARMEAN, ZOPHMEAN, ZGELMEAN, ZGESMEAN, ZNO3MEAN, RNO3, RGES, ZNH4MEAN, ZNO2MEAN, ZTSMEAN, RNO3MEAN, RGESMEAN, RTSMEAN, MGEL, MNO2, MNH4, EPSILON, PARETAG, ZMTAG, ZEUMZ, PPSTAG, DIVERSIT, PE, MCHLA, MCHLB, MPHAEO

- **GRUPPE D:**

Biologische Parameter, seeinterne Nährstoff- und Schwebstoffkonzentrationen und Zuflussfrachten (21.12.1982 bis 12.7.1984)

n=48

MCHLA, MCHLB, MPHAEO, RNO3MEAN, RGESMEAN, RTSMEAN, ZEUTAG, MTEMPM, ZMTAG, MTRA, MGES, ZOPHMEAN, ZGELMEAN, ZGESMEAN, ZNO3MEAN, ZNH4MEAN, ZNO2MEAN, ZTSMEAN

4.3 Ergebnisse und Diskussion

4.3.1 Bivariate Korrelationsanalyse

Die Korrelationsanalyse wurde durchgeführt, um die Resultate der Faktorenanalyse kritisch zu hinterfragen. In Tab. 3 ist eine Auswahl der Ergebnisse angeführt. Sämtliche Koeffizienten sind kleiner oder gleich 0,8. Die Korrelationsmatrix enthält keine zusätzlichen Informationen zu den Ergebnissen der Faktorenanalyse. Deshalb verzichte ich auf eine separate Interpretation der Ergebnisse der Korrelationsanalyse.

Tab. 3: Ergebnisse der Korrelationsanalyse

Die angeführten Koeffizienten sind Bestimmtheitsmasse (R^2)

	PPSTAG	PE	DIVERSIT	MCHLA	MCHLB	MGEL	MGES
PARTAG	0,5	-0,3	0,5	-0,3	-0,5	0,3	0,6
PARMEAN	0,5	-0,1	0,4	-0,2	-0,3	0,4	0,6
WNDSTAG	-0,4	-0,3	-0,5	0,1	0,2	-0,3	-0,2
WNDMEAN	-0,2	-0,3	0,1	-0,2	-0,1	0,0	0,0
TURBMEAN	-0,7	-0,2	0,1	-0,3	-0,2	-0,3	0,7
PUMPMEAN	0,6	-0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,5
NATUMEAN	0,3	-0,2	0,2	-0,2	-0,4	-0,1	0,6
ZOPHMEAN	0,3	-0,2	0,2	-0,1	-0,4	-0,2	0,6
ZGELMEAN	0,4	-0,3	0,2	0,0	-0,3	-0,1	0,6
ZGESMEAN	0,3	-0,4	0,2	0,0	-0,2	-0,1	0,4
ZNO3MEAN	0,2	-0,3	0,3	0,2	-0,4	-0,2	0,5
ZNH4MEAN	0,0	-0,3	0,0	-0,2	-0,2	0,0	0,2
ZNO2MEAN	0,5	-0,3	0,3	0,0	-0,3	0,0	0,6
ZTSMEAN	0,1	-0,2	0,2	-0,2	-0,4	-0,2	0,3
RNO3MEAN	0,6	-0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,5
RGESMEAN	0,7	-0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,5
RTSMEAN	0,7	-0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2
PARETAG	0,5	-0,4	0,4	-0,2	-0,3	0,0	0,0
ZEUTAG	-0,5	-0,1	-0,5	0,1	0,4	0,0	0,0
ZMTAG	-0,5	0,0	-0,3	0,0	0,2	0,0	0,0
ZEUZM	0,0	-0,2	0,4	-0,3	-0,4	0,0	0,0
MTRA	-0,3	0,1	-0,3	0,3	0,0	0,0	0,0
MGEL	0,3	0,3	0,5	-0,1	-0,1	0,0	0,0
MGES	0,5	0,1	0,3	-0,1	-0,3	0,0	0,0
MNO3	-0,1	0,1	0,7	-0,7	-0,8	0,0	0,0
MNO2	0,5	-0,2	-0,3	0,8	0,7	0,0	0,0
MNH4	0,0	0,4	0,2	-0,4	-0,3	0,0	0,0
MA254	0,0	0,4	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
MCHLA	0,2	-0,1	-0,6	0,0	0,8	0,0	0,0
MCHLB	0,0	0,0	-0,8	0,8	0,0	0,0	0,0
MPHAEO	0,1	0,2	0,5	-0,1	-0,1	0,0	0,0

4.3.2 Faktorenanalyse

Die in Tab. 4 enthaltenen Ergebnisse der Faktorenanalyse für die Variabelgruppen A bis D sind bezüglich der Verteilung der Koeffizienten auf den Faktoren überraschend einfach zu interpretieren. Der kumulierte Anteil der einzelnen Faktoren an der Gesamtvarianz (k-Werte) zeigt, dass zwei (Gruppe A und B) bis maximal vier (Gruppe D) Faktoren die Beziehungen zwischen den Variablen gut beschreiben. Sie erfassen jeweils mehr als 85% der Gesamtvarianz. In Tab. 4 werden einzelne k-Werte grösser als 1,0. Es handelt sich dabei um Rundungsfehler des Programms.

Ergebnisse Gruppe A:

Hydrologische und physikalische Parameter (21.12.1982 bis 26.3.1984)

In Gruppe A beschreiben zwei Faktoren 91% der Gesamtvarianz, weshalb ich mich auf deren Interpretation konzentriere.

Faktor 1 hat für die Durchmischungstiefe (ZMTAG) nur einen stark positiven Koeffizienten (68). Der zweitgrösste mit 40 ist der Turbinenabfluss (TURBTAG). Stark negativ korreliert ist Faktor 1 mit der Tagessumme der photosynthetisch aktiven Strahlung (PARTAG: -68).

Dies gibt uns die Auskunft, dass an strahlungsarmen Tagen mit grosser Durchmischungstiefe viel Seewasser abgelassen wird. Faktor 1 erklärt somit die hydrologischen und meteorologischen Bedingungen von Spätherbst und Winter; in dieser Zeit hat das Kraftwerk seinen Hauptbetrieb.

Aehnlich einfach zu interpretieren ist **Faktor 2**, der die hydrologischen Bedingungen für den Pumpzufluss, den Turbinenabfluss und die Naturzuflüsse beschreibt:

Im Frühjahr, Sommer und Frühherbst wird kein Wasser aus dem See abgelassen; die Variable für den Turbinenabfluss (TURBTAG) hat einen stark negativen Koeffizienten (-49). In der gleichen Zeit bringen die Naturzuflüsse den grössten Teil der jährlichen Wasserfracht (NATUTAG: 41), und es

wird Wasser aus dem Rempenbecken in den See zurückgepumpt (PUMPTAG: 62). Die enge Korrelation zwischen dem Pumpzufluss und den Naturzuflüssen rührt daher, dass besonders an Tagen mit hoher Wasserführung der natürlichen Seezuflüsse Wasser gepumpt wird.

Auffallend bei Faktor 2 sind die kleinen Koeffizienten für die Strahlung (PARTAG: 2) und die Durchmischungstiefe (ZMTAG: 0) sowie der Windenergieeintrag (WNDSTAG: 3). Berücksichtigt man gleichzeitig die stark negative Korrelation von PARTAG und ZMTAG in Faktor 1, so komme ich zu dem Ergebnis:

Die Durchmischungstiefe ist sehr stark von der täglichen Lichteinstrahlung, jedoch nicht von den täglichen Winden bestimmt.

Da der Wind keinen saisonalen Trend hat, sehr wohl aber die Sonneneinstrahlung und Seeschichtung, ist der Wind weniger gut mit der Durchmischungstiefe verknüpft als die Strahlung. Das ist aber nicht unbedingt eine Ursache / Wirkung - Beziehung, sondern eine Ursache (Jahreszeit) mit verschiedenen (gleichzeitigen) Wirkungen (Strahlung und Durchmischungstiefe). Wenn man die Koeffizienten der Faktoren betrachtet, die keine saisonalen Phänomene beschreiben (Faktor 3 und 4), so zeigen auch sie keinen Zusammenhang zwischen Wind und Durchmischungstiefe. Dies stimmt mit den Beobachtungen Borers (1985) überein, der zeigt, dass thermische Winde während des Sommers kaum einen Einfluss auf die Durchmischungstiefe haben.

Ergebnisse Gruppe B:

Biologische und physikalische Parameter (21.12.1982 bis 26.3.1984):

Bei Gruppe B werden die drei ersten Faktoren interpretiert. Sie erklären 99% der Gesamtvarianz.

Faktor 1 mit grossen Koeffizienten für Chlorophyll a (88) und Chlorophyll b (90) erklärt vor allem die Beziehung zwischen der Biomasse und

der Artendiversität (DIVERSIT: -73). Berücksichtigt man die negativen Werte für das Verhältnis zwischen Durchmischungs- und euphotischer Tiefe (ZEUZM: -32) sowie für die Strahlung (PARTAG: -23), so kommt man zu folgender Aussage:

Grosse Biomassenwerte und geringe Diversität des Phytoplanktons kommen vor allem in den Frühjahrs- und Herbstmonaten vor. Parallel zur Abnahme der Biomasse nimmt die Artendiversität zu, deshalb ist im Winter und im Sommer die Diversität am grössten.

Faktor 2 hat grosse Werte für die euphotische Tiefe (ZEUTAG: 77) und die Durchmischungstiefe (ZMTAG: 62), sowie stark negative Werte für die Diversität (-45) und die Strahlung (PARETAG: -41). Die Interpretation ist ähnlich wie für Faktor 1: Bei verbesserten Lichtverhältnissen im Epilimnion (Frühjahr und Herbst) nimmt die Biomasse zu und die Diversität nach Shannon - Wiener ab.

In **Faktor 3**, der nur noch einen geringen Varianzanteil (13%) besitzt, werden hauptsächlich die Beziehungen zwischen der Durchmischungstiefe (ZMTAG: -60), ZEUZM (68) und der Strahlung (PARETAG: 34) erklärt. Wenn die Durchmischungstiefe gross ist - das ist im Spätherbst der Fall - ist das Verhältnis zwischen der euphotischen und der Durchmischungstiefe klein. Ebenfalls klein ist dann die Lichtmenge, die bis in 20 m gelangt.

Die Interpretation der Resultate der Gruppe B zeigt, dass die biologischen Parameter stark saisonal gewichtet und eng an die physikalischen Parameter Lichteinstrahlung, euphotische Tiefe und Durchmischungstiefe gekoppelt sind. Die Abhängigkeit von Biomasse und Diversität von den physikalischen Parametern ist ähnlich jener in natürlichen Seen der gemässigten Zonen (Wetzel, 1975).

Ergebnisse Gruppe C:

Hydrologische, physikalische und biologische Parameter (21.12.1982 bis 26.3.1984)

In Gruppe C sind die ersten 3 Faktoren interpretierbar. Sie erklären 90% der Gesamtvarianz. Ab jetzt gehe ich nur auf Ergebnisse ein, die noch nicht in Gruppe A und B besprochen wurden. Dabei interessieren vor allem die Beziehungen zwischen Primärproduktion und Biomasse, Nährstoff- und Trübstofffrachten der Zuflüsse sowie Nährstoff- und Trübstoffkonzentrationen im See.

Faktor 1 erklärt die Nährstoff- und Schwebstofffrachten der natürlichen Zuflüsse. Dabei ist zu beachten, dass deren Koeffizienten zwar alle mindestens 73 sind, aber zwischen den einzelnen Variablen noch signifikante Unterschiede bestehen - z.B.: ZNH4MEAN (73), ZNO3MEAN (99). Dies liegt daran, dass die Nährstoffkonzentrationen der Zuflüsse nicht nur von den Wasserfrachten abhängen.

Bei den Nährstoffkonzentrationen des Sees fällt Nitratstickstoff (MNO3) mit einem Wert von 86 auf, was durch ein Zusammenfallen der hohen Zuflussfrachten mit hohen Nitratkonzentrationen in den obersten Seeschichten zu erklären ist.

Stark negative Korrelationen sind bei Chlorophyll (CHLA : -67, CHLB : -78), der Seetrübung (MTRA : -60), der Nitritkonzentration (MNO2 : -59) und der Konzentration an gelöstem Gesamtphosphor (MGEL : -27) zu beobachten. Gesamtphosphor (MGES) hat mit 31 einen kleinen aber nicht zu vernachlässigenden positiven Wert. Diese Ergebnisse müssen folgendermassen interpretiert werden:

Grosse Gesamtphosphorfrachten der Zuflüsse bewirken offensichtlich eine Erhöhung des Gesamtphosphors im See. Dies trifft jedoch nicht für die gelösten organischen Gesamtphosphorfrachten zu. Es scheint, dass grosse Mengen an Gesamtphosphor an anorganische Schwebepartikel adsorbiert sind; die so durch Zuflüsse eingebrachte Fracht wird im See nicht freige-

setzt, sondern sedimentiert rasch. Die Schwebepartikel vermögen ausserdem bei der Sedimentation Phytoplanktonorganismen mitzureissen. Verminderung der Chlorophyll - Menge, des Orthophosphatgehaltes im See und Abnahme der Tagesprimärproduktion sind Folgen davon.

In **Faktor2** der Gruppe C haben die Pumpwassermenge (PUMPMEAN: 97) und die entsprechenden Nährstoff- (alle Koeffizienten >88) und Trübstofffrachten (RTSMEAN: 97) sehr grosse Koeffizienten. Etwas geringere Korrelationen zeigen die Primärproduktion (PPSTAG: 64), gelöster Gesamtphosphor (MGEL: 64), Gesamtphosphor (MGES: 55) und Nitrit (MNO2: 58). Für die Beziehungen zwischen den Nährstofffrachten des Pumpwassers und der Primärproduktion bedeutet dies, dass die Primärproduktion zunimmt, wenn die Nährstofffrachten des Pumpwassers ansteigen.

Gleichzeitig mit dem Anstieg der Nährstofffrachten des Pumpwassers nehmen die Konzentrationen von gelöstem Gesamtphosphor, Gesamtphosphor und Nitrit in den obersten Wasserschichten des Sees zu. Auch die Schwebstoffkonzentrationen des Sees werden bei höheren Pumpwassermengen (MTRA: -49) grösser. Die Beziehung ist jedoch nicht so eindeutig wie bei der Erhöhung des Abflusses der natürlichen Zuflüsse (Faktor 1: MTRA -60).

Es erstaunt, dass das Pumpwasser einen so grossen Einfluss auf die Nährstoffversorgung der obersten 20 m des Sees haben soll, da die Gesamtphosphorfrachten im Vergleich zu denen der natürlichen Zuflüsse gering sind. Das Verhältnis der beiden ist im Mittel ungefähr 1:50. Die Ursachen für dieses Phänomen sind komplex:

Was die Verfügbarkeit von Phosphat als Nährstoff betrifft, so gibt es entscheidende Unterschiede zwischen dem Pumpzufluss und den natürlichen Zuflüssen. Ins Rempenbecken, von dem das Pumpwasser bezogen wird, gelangen die Abwässer der Gemeinde Vorderthal (900 Einwohner), während die natürlichen Seezuflüsse nur mit den Abwässern der Gemeinde Innerthal (120 Einwohner) belastet sind.

Ich habe während der Untersuchungsperiode das Wasser des Rempenbeckens stichprobenartig auf Orthophosphatphosphor und gelösten Gesamtphosphor untersucht. Dabei hat sich gezeigt, dass im Durchschnitt ein Drittel des Gesamtphosphors als Orthophosphat und die Hälfte als gelöster Gesamtphosphor vorliegt. Bei den natürlichen Zuflüssen liegt etwa ein Sechstel des Gesamtphosphors als Orthophosphat und ein Viertel als gelöster Gesamtphosphor vor. Vergleicht man die Trübstoffkonzentrationen der beiden Zuflusarten, so fällt auf, dass die natürlichen Zuflüsse nach Regenfällen oder während der Schneeschmelze oft mehr als dreimal so hohe Trübstoffkonzentrationen aufweisen als der Pumpzufluss.

Nicht erwähnt wurde bisher, dass Chlorophyll (CHLA: 15, CHLB: 0) nicht mit Faktor 2 korreliert. Der Pumpzufluss dürfte ausserdem einen grossen Anteil an langsam sedimentierenden Partikeln aufweisen, da die schweren, schnell sedimentierenden Stoffe im Rempenbecken bleiben.

Die - verglichen mit den natürlichen Zuflüssen - grosse Menge an leicht verfügbarem Phosphor im Pumpwasser hatte offensichtlich eine Steigerung der Tagesprimärproduktion zur Folge, was u. a. wegen der geringen oder fehlenden Sedimentation von Phytoplanktonbiomasse durch eingebrachte Schwebstoffe möglich war.

Ergebnisse Gruppe D:

Biologische Parameter, seeinterne Nährstoff- und Schwebstoffkonzentrationen sowie Zuflussfrachten (21.12.1982 bis 12.7.1984)

Die Variablen der Gruppe D wurden so gewählt, dass sämtliche Probenahmedaten berücksichtigt werden konnten. Da einige wichtige Variablen, wie z.B. Primärproduktion und gelöster Gesamtphosphor nicht an allen Daten bestimmt wurden, können diese nicht in die Analyse einbezogen werden; doch war zu erwarten, dass durch den Einbezug einer weiteren Frühjahrsperiode (März bis Juli 1984) eine Ueberprüfung früher gewonnenerer Resultate möglich würde.

Faktor 1 macht Aussagen über die Beziehungen zwischen den Parametern der natürlichen Zuflüsse (alle Koeffizienten >79), den Chlorophyllkonzentrationen (MCHLA: -28, MCHLB: -46), den Schwebstoffkonzentrationen (MTRA: -54) und den Gesamtphosphorkonzentrationen (MGES: 38) im See. Wie bei Gruppe C (Faktor 1) wird bei grossen Zuflussfrachten der Schwebstoffgehalt der obersten 20 m im See gross. Eine Ausfällung von Phytoplankton trat ebenfalls auf. Ähnlich wie in Gruppe C hat die Gesamtphosphorkonzentration einen leicht positiven Koeffizienten (38).

Bezüglich der Pumpzuflüsse sind die Ergebnisse nicht mehr so eindeutig wie in der letzten Gruppe. Drei der vier Faktoren von Gruppe D zeigen jedoch, dass das Pumpwasser die Gesamtphosphorkonzentration und die Schwebstoffkonzentration im See erhöht. Ein Einfluss des Pumpwassers auf die Chlorophyll a-Gehalte kann wiederum nicht festgestellt werden.

Insgesamt sind in Gruppe D die Unterschiede der Korelationen der einzelnen Variablen mit den Faktoren nicht so ausgeprägt wie in Gruppe C; trotzdem lassen sich die gleichen Schlüsse ziehen.

Es stellt sich die Frage, ob die Einbeziehung der Beobachtungen des Frühjahrs 1984 bedeutet, dass vor allem die Sommer-, Herbst- und Winterwerte für die klaren Aussagen von Gruppe C verantwortlich sind und ob somit der Einfluss der Zuflüsse auf die Verhältnisse in den obersten 20 m des Sees im Frühjahr anders ist als in den restlichen Jahreszeiten. Mit der vorliegenden statistischen Analyse kann diese Frage nicht beantwortet werden.

Tab. 4: Ergebnisse der Faktorenanalyse

R^2 ist das Bestimmtheitsmass der Variablen mit der Faktorenlösung. k ist der kumulierte Anteil der einzelnen Faktoren an der Gesamtvarianz. Die Koeffizienten sind Korrelationskoeffizienten, die mit 100 multipliziert und anschliessend auf die nächste ganze Zahl gerundet sind.

• GRUPPE A:

Hydrologische und physikalische Parameter (21.12.1982 bis 26.3.1984).

Variablen	F1	F2	F3	F4	R^2
PARTAG	-68	2	-2	-17	0,51
WNDSTAG	3	3	41	-4	0,17
NATUTAG	-4	41	34	-20	0,32
PUMPTAG	6	62	11	-6	0,41
TURBTAG	40	-49	16	5	0,43
ZMTAG	68	0	2	8	0,47
ZEUTAG	27	-14	-12	43	0,30
k	0,597	0,919	1,050	1,084	

• GRUPPE B:

Biologische und physikalische Parameter (21.12.1982 bis 26.3.1984).

Variablen	F1	F2	F3	F4	R^2
MCHLB	90	23	-17	2	0,90
MCHLA	88	-4	-26	-10	0,87
DIVERSIT	-73	-45	-1	-10	-0,78
ZEUTAG	23	77	-20	-6	0,69
ZMTAG	5	62	-60	8	0,76
ZEUZM	-32	-20	68	-16	0,64
PE	-7	-8	-3	71	0,51
PARETAG	-23	-41	34	-57	0,69
k	0,638	0,860	0,994	1,064	

Fortsetzung Tab. 4

• GRUPPE C:

Hydrologische, physikalische und biologische Parameter (21.12.1982 bis 26.3.1984).

Variabeln	F1	F2	F3	F4	R ²
ZNO3MEAN	99	-1	8	1	0,98
ZGESMEAN	97	18	5	-4	0,98
ZGELMEAN	96	14	15	-5	0,97
ZOPHMEAN	94	-8	23	-18	0,98
ZNO2MEAN	90	27	19	-20	0,97
ZTSMEAN	78	-40	28	-6	0,85
ZNH4MEAN	73	16	-23	47	0,84
NATUMEAN	98	5	11	-6	0,99
RGESMEAN	7	98	-8	-9	0,99
RNO3MEAN	4	97	-13	-6	0,96
RTSMEAN	4	97	-14	-11	0,97
RGESTAG	23	88	7	6	0,84
RNO3TAG	4	97	-13	-6	0,96
PUMPMEAN	4	97	-13	-6	0,96
MTEMPM	-32	81	18	-24	0,86
ZEUTAG	-2	-24	-29	91	0,99
EPSILON	25	24	21	-89	0,96
ZMTAG	-12	-23	-64	67	0,95
ZEUZM	31	0	92	-9	0,96
PPSTAG	8	64	15	-50	0,70
DIVERSIT	41	53	47	-31	0,77
PARMEAN	33	27	80	-33	0,95
PARETAG	47	27	73	-20	0,89
TURBMEAN	22	-67	-20	42	0,73
MGEL	-27	64	34	-8	0,60
MGES	31	55	24	-26	0,53
MNH4	11	-34	76	-28	0,80
MA254	2	38	-63	10	0,57
PE	-46	-8	-19	-31	0,37
WINDSMEAN	44	-29	-7	22	0,33
MNO3	86	0	29	-23	0,88
MPHAEO	57	-34	-5	-49	0,70
MNO2	-59	58	4	0	0,69
MTRA	-60	-49	-10	21	0,68
MCHLA	-67	15	-49	0	0,74
MCHLB	-78	0	-40	29	0,88
k	0,435	0,741	0,901	0,963	

Fortsetzung Tab. 4

• **GRUPPE D:**

Biologische Parameter, seeinterne Nährstoff- und Schwebstoffkonzentrationen sowie Zuflussfrachten (21.12.1982 bis 12.7.1984).

Variabeln	F1	F2	F3	F4	R ²
ZGELMEAN	93	-29	-9	17	0,98
ZNO3MEAN	90	-22	-27	15	0,97
ZNO2MEAN	89	-35	0	20	0,97
ZGESMEAN	89	-15	1	17	0,85
ZOPHMEAN	86	-38	-25	13	0,97
ZNH4MEAN	79	27	-1	15	0,72
ZTSMEAN	50	-15	-49	-10	0,54
RGESMEAN	34	-27	22	87	0,99
RNO3MEAN	28	-23	16	91	0,99
RTSMEAN	10	-12	65	50	0,69
ZEUTAG	-14	93	-6	-14	0,91
ZMTAG	-7	86	17	-12	0,80
MTRA	-54	56	2	-29	0,72
MCHLB	-46	52	43	5	0,68
MCHLA	-28	32	58	6	0,52
MPHAEO	2	-4	-18	34	0,15
MGES	38	-60	0	33	0,62
k	0,506	0,717	0,849	0,921	

4.4 Zusammenfassung

Neben Lichtklima und Temperatur steuert die Orthophosphatverfügbarkeit in der phototrophen Schicht (0 bis 20 m Tiefe) die Primärproduktion. Ob hierbei noch andere Nährstoffe als Minimumnährstoffe wirken (z.B. Silikate) kann in dieser Untersuchung nicht beantwortet werden. Wegen der ausge-

prägten Temperaturschichtung des Wasserkörpers im Sommer erfolgt die Nährstoffversorgung mit Orthophosphat, neben der Rezirkulation von Abbauprodukten abgestorbener Organismen durch die Einschichtung von Zuflusswasser. Dabei kommt dem Pumpwasser eine wichtige Rolle zu: Zwischen der Phosphorfracht des Pumpzuflusses und der Primärproduktion des Sees besteht ein enger statistischer Zusammenhang; was bedeutet, dass die Primärproduktion u.a. stark von der Phosphorfracht des Pumpwassers beeinflusst ist.

Kein Zusammenhang besteht zwischen der Phosphorfracht der natürlichen Zuflüsse und der Primärproduktion, obwohl durch die natürlichen Zuflüssen mehr als fünfzig mal soviel Phosphor in den See eingetragen wird, als durch Pumpwasser.

Bei grossen Wasserführungen enthält das natürliche Zuflusswasser mehr schnell sedimentierende Schwebstoffe als des Pumpwasser. Die Trübstofffrachten sowohl der natürlichen Zuflüsse als auch des Pumpzuflusses vermindern die Lichtdurchlässigkeit der obersten 20 m des Sees.

Da nicht berücksichtigt wurde, in welchen Tiefen sich die Zuflüsse einschichten, können keine exakten Angaben über die Auswirkungen einzelner Zuflussereignisse und über die Aufenthaltszeit der Schwebstoffe und der verschiedenen Nährstoffe in der trophogenen Schicht gemacht werden.

Das Einschichtverhalten der Zuflüsse, sowie der Einfluss verschiedener Wasserführungen auf die Seeschichtung, müssen zur Beantwortung dieser Fragen in der weiteren Untersuchung genau abgeklärt werden.

Kapitel V

DYRESM5A - EIN EINDIMENSIONALES TEMPERATURMODELL

5.1 Grundsätzliches zu Energie- und Massenaustauschmodellen

Ein genaues Studium der physikalischen Prozesse bildet die Grundlage für die Erklärung der biologischen und chemischen Dynamik eines Stausees.

Die Ergebnisse des Studiums der physikalischen Prozesse werden in Modellen zusammengefasst. Durch **Modelle** werden Hypothesen formuliert, die anschliessend wiederum durch Beobachtungen bestätigt werden müssen (Vollenweider, 1975). Lässt sich ein Modell durch Messungen verifizieren, darf angenommen werden, dass die natürlichen Vorgänge durch eine richtige Vereinfachung erklärt werden. Die durch Messungen verifizierten Modelle sind aber auch Werkzeuge, um das komplexe Zusammenspiel natürlicher Vorgänge durch Vereinfachung zu verstehen; solche Modelle können verwendet werden, um die Wirkung externer Manipulationen an natürlichen Systemen vorauszusagen (Straskraba, 1972).

Modelle, die den Energie- und Massenaustausch in Seen beschreiben, gibt es inzwischen in grosser Zahl. Sie können grob in zwei Gruppen unterschieden werden: **1. induktive** und **2. deterministisch-deduktive Modelle**. Bei beiden Gruppen handelt es sich um mehr oder minder komplexe Stoffbilanzmodelle. Als Input-Grössen wirken die natürlichen und künstlichen Zuflüsse, die Atmosphäre und eventuell die Sedimente; als Output-Grössen der Abfluss und ebenfalls Atmosphäre und Sedimente (Imboden, 1973).

Ausgangspunkt der Modellbildung ist mit Ausnahme der induktiven Input-Output-Modelle (Vollenweider, 1975) immer die **Beschreibung der zeit-**

lichen Dynamik der Temperaturprofile des Sees. Die Wassertemperatur gilt als Zeiger für die physikalische Struktur des Wasserkörpers, und die zeitliche Veränderung ist ein Mass für die vertikalen Energie- und Massenflüsse innerhalb des Seekörpers (Straskraba, 1972). Gleichzeitig beeinflussen die Wassertemperaturen die Geschwindigkeit der biologischen und chemischen Prozesse (Photosynthese, Respiration, Mineralisation).

Die Berechnung der Temperaturprofile erfolgt induktiv über die statistische Anpassung der Wassertemperaturen an eine Funktion folgender Art (Parker, 1968; Straskraba, 1972):⁶

$$T_{z,t} = k_z \cdot e^{-2\pi(z/z_0)} \cdot \sin(2\pi t/t_0 - z/z_0). \quad [7]$$

$T_{z,t}$	Temperatur in der Tiefe z zur Zeit t
k_z	vertikaler Eddydiffusionskoeffizient
z	unabhängige Variable der Tiefe
z_0	maximale Tiefe des Sees
t_0	364,25 Tage

⁶ Die Funktion in Gleichung 7 ist aus mehreren Gründen zur Beschreibung der Temperatur in einer bestimmten Seetiefe z zur Zeit t ungenügend. Erstens geht sie davon aus, dass die Temperatur im Jahresverlauf in einer bestimmten Tiefe durch eine Sinusfunktion zu beschreiben ist. Die Angaben, die Li (1973) für den Zürichsee machte, zeigen, dass dies nicht zutrifft. Richtig ist vielmehr, dass die Temperatur in einer bestimmten Tiefe nach dem sommerlichen Maximum im Herbst viel schneller abnimmt als sie vor dem Temperaturmaximum zugenommen hat. Dieser Effekt wird mit zunehmender Tiefe immer ausgeprägter.

Zweitens postulieren die Autoren, dass sich die Abnahme der Temperatur mit der Tiefe zu einem bestimmten Zeitpunkt als Produkt einer Exponentialfunktion und einer Sinusfunktion (letztere zur Beschreibung der Phasenverschiebung des Tagesganges mit der Tiefe) darstellen lässt. Dies ist falsch, da damit angenommen wird, die Durchmischung sei vor allem durch turbulente Diffusion bestimmt, und diese sei zudem über die gesamte Wassersäule konstant.

Drittens wird der vertikalen Eddydiffusion die Einheit °C oder K zugeordnet. Dies ist physikalisch falsch.

Induktive Temperaturmodelle können zwar zur Beschreibung der Temperaturverhältnisse gute Hilfsmittel sein, sie erlauben jedoch keine Prognose der Wassertemperaturen bei einer Änderung der äusseren Bedingungen.

Die Input-Output-Modelle Vollenweiders (1975) sind ebenfalls nur beschränkt anwendbar. So wurde beobachtet, dass räumliche Heterogenität, also die unvollständige Mischung der chemischen und biologischen Bestandteile eines Sees, die Eutrophierung beeinflussen (Imboden et al., 1983). Weiterhin sind sie in der von Vollenweider benützten Form nicht anwendbar auf Seen, deren Nährstoffkreisläufe sich nicht im Gleichgewicht befinden. Nusch (1982) hat die Grenzen der Übertragbarkeit auf Staugewässer ausführlich erörtert.

Wegen ihrer offensichtlichen Nachteile werden die induktiven Modelle heute vor allem noch als relative einfach einzusetzende Hilfsmittel zur groben Beurteilung von Seen verwendet.

Immer häufiger werden dagegen dynamische, d.h. deterministisch-deduktiven Modelle benutzt, mit denen sich die speziellen Verhältnisse eines einzelnen Sees berücksichtigen lassen. Dynamischen Seemodelle basieren heute auf eindimensionalen deterministisch-deduktiven Temperaturmodellen. Die deterministisch-deduktive Berechnung der Temperatur erfolgt mit den klassischen Methoden der Physik über die Energiebilanz des Sees (u.a. Harlemann & Huber, 1968; Imberger, 1976).

Deterministisch-deduktive Temperaturmodelle für Seen gibt es inzwischen mehrere. Unterschieden werden muss dabei zwischen eindimensionalen und mehrdimensionalen Modellen.

Eindimensionale Modelle haben den Vorteil, dass die Rechenzeiten vergleichsweise kurz sind und – was zur Zeit viel wichtiger ist – die Ergebnisse durch Messungen kontrolliert werden können. Ihr Nachteil liegt darin, dass ein See, auf den solch ein Modell angewandt werden soll, in der horizontalen Richtung mehr oder weniger homogen sein muss. Imberger & Patter-

son (1981) hat die diesbezüglich notwendigen hydrodynamischen Bedingungen mathematisch formuliert.

Zwei- und dreidimensionale Modelle überwinden diese Einschränkung. Dagegen können Simulationsergebnisse heute nur ungenügend überprüft werden. Wegen fehlender oder mangelhafter Messdaten können diese Modelle noch nicht geeicht werden. Die Modelle sind zudem in ihrer praktischen Anwendung für den Benutzer wegen der langen Rechenzeiten heute noch zu teuer. Aus all diesen Gründen stellen Energie- und Massenaustauschmodelle, die auf eindimensionalen deterministisch-deduktiven Temperaturmodellen basieren, die beste Grundlage dar, um die Dynamik der Primärproduktion in Seen zu simulieren.

5.2 Beschreibung des Modells DYRESM5A

Die Dynamik der Energie- und Massenaustauschprozesse im Wägitaler See wurde anhand eines eindimensionalen Temperaturmodells untersucht.

Dies ist zulässig, weil das relativ kleine Seebecken bei einem horizontalen Eddydiffusionskoeffizienten, der um mehrere Zehnerpotenzen grösser ist als der vertikale Eddydiffusionskoeffizient, horizontal sehr schnell durchmischt wird; es kommt hinzu, dass das Seebecken räumlich homogen ist.

Heute werden vor allem die eindimensionalen Temperaturmodelle von Ryan & Harlemann (1971) - im folgenden MITM-Modell genannt - und von Imberger (1979) - im folgenden DYRESM (Dynamic Reservoir Simulation Model) genannt - angewandt. Beide Modelle gehen davon aus, dass ein See physikalisch von zwei sich beeinflussenden Mechanismen bestimmt wird: dem Wärmefluss und dem Fluss kinetischer und potentieller Energie. Der Austausch von Wärme an der Seeoberfläche erzeugt im Wasser einen Dichtegradienten. Mit zunehmender Dichteschichtung erniedrigt sich die potentielle Energie des Sees gegenüber der vertikal homogenen Wassersäule. Diesem Vorgang entgegen wirkt einerseits die durch Wärmeabgabe bedingte Konvek-

tion der oberen Wasserschichten und andererseits der Eintrag turbulenter kinetischer Energie durch Wind sowie durch Zu- und Abflüsse. Potentielle und kinetische Energie befinden sich immer in einem dynamischen Gleichgewicht und bestimmen die Durchmischungstiefe.

Aus folgendem Grund habe ich mich für Imbergers Modell entschieden: Das MITM-Modell unterteilt den See in horizontale Schichten, zwischen denen sich Energie- und Massenaustauschprozesse abspielen. Die Dicke der einzelnen Schichten und ihre Lage gegenüber dem Seegrund ist konstant (Euler'sches Koordinatensystem). Imberger (1979) geht dagegen von der Lagrange'schen Beschreibung aus. Dabei wird der Wasserkörper mittels einer variablen Anzahl horizontaler Schichten unterschiedlicher Dicke beschrieben, die ihre vertikale Lage, Dichte und Volumina je nach den kinematischen Bedürfnissen ändern. Die Durchmischung erfolgt bei DYRESM durch die Verschmelzung übereinanderliegender Schichten. Zufluss und Abfluss werden durch die Zunahme bzw. Abnahme der entsprechenden Schichtdicken modelliert. Das Imberger-Modell ist daher vor allem in jenen Fällen günstiger, wo Zuflüsse und Abflüsse nicht in den gleichen Tiefen liegen und dadurch eine vertikale Advektion entsteht.

Der Ansatz der sich selbst anpassenden Schichten birgt noch einen weiteren Vorteil. Den Schichten wird ein funktionaler Charakter gegeben, und die Schichtdicken selbst werden entsprechend der Funktion, die sie erfüllen sollen, festgelegt. In DYRESM ist die Schichtdicke eine Funktion des Dichtegradienten; mit zunehmender Steilheit des Gradienten nimmt die Schichtdicke ab.

Ein zentraler Punkt beim Modellieren von Seetemperaturen ist der Ansatz für die Berechnung des vertikalen Eddydiffusionskoeffizienten, k_z . In manchen Stauseen ist die vertikale Durchmischung hauptsächlich durch die vom unterirdischen Abfluss und den Zuflüssen induzierte Advektion bestimmt

(Octavio et al., 1977). Der vertikale Eddydiffusionskoeffizient kann dann sogar so klein wie der molekulare Wärmediffusionskoeffizient gewählt oder ganz vernachlässigt werden. Bei tiefen natürlichen Seen und, wie wir sehen werden, auch beim Wägitaler See, wo die vertikale Advektion durch den Abfluss nur während der Wintermonate eine Rolle spielt, erwärmt sich das Hypolimnion schneller, als man es von der molekularen Wärmediffusion und der vertikalen Advektion erwarten würde. Imboden (1980) zeigt für den Vierwaldstätter See, dass k_z 100 bis 200 mal grösser sein muss als der molekulare Wärmediffusionskoeffizient. Ausserdem ist k_z eine Funktion der Stabilität (Brunt-Väisälä-Frequenz) (Imberger, 1979; Imboden, 1980) und der von den Zuflüssen und dem Wind eingetragenen kinetischen Energie (Imberger, 1979).

Beim MITM-Modell wurde k_z zu Beginn gleich dem molekularen Wärmediffusionskoeffizienten gesetzt. Inzwischen sind die Autoren dazu übergegangen, die vertikale Eddydiffusion als Funktion der eingetragenen Windenergie und der Stabilität zu berechnen (Harlemann, mündliche Mitteilung 1985).

In DYRESM5A wurde den oben angeführten Tatsachen Rechnung getragen. Der vertikale Eddydiffusionskoeffizient ist einerseits als Funktion der Stabilität und andererseits als Funktion der Energieeinträge von Wind und Zuflüssen berücksichtigt. Dieser Ansatz ist zwar noch immer nicht befriedigend, da die Eddydiffusion in Seen allgemein noch zu wenig untersucht ist, doch liefert er für die vom Autor (Imberger, 1979) angeführten Beispiele brauchbare Resultate.

Im Modell DYRESM werden mittlere Tagesprofile für die Seetemperatur berechnet.

Das Modell ist wegen der Baukastenstruktur des Programms benutzerfreundlich und eignet sich von daher gut für den weiteren Ausbau zu einem Nährstoff- und Produktionsmodell. Das zugrunde liegende Modell ist als Ganzes gut dokumentiert, das Programm dagegen lässt bezüglich Dokumentation und logischem Aufbau zu wünschen übrig.

5.2.1 Der Energieaustausch an der Seeoberfläche

Die Energieaustauschprozesse an der Seeoberfläche können wie folgt beschrieben werden:

Direkt an der Seeoberfläche liegt eine Grenzschicht, deren Dicke von ein paar Zentimetern bis ein oder zwei Metern reicht. Dicke und Strömungsgeschwindigkeit in dieser Grenzschicht werden mit zunehmender Windstärke grösser.

Unterhalb der Grenzschicht – sie wird auch als Scherungszone bezeichnet – ist die Strömungsgeschwindigkeit in der ganzen durchmischten Zone konstant. Die durchmischte Schicht ist als jene Zone definiert, in der die Dichtegradienten Null sind. Die Änderung der Tiefe der durchmischten Schicht wird durch den Wärmeaustausch durch die Wasseroberfläche und die eingetragene turbulente kinetische Energie beeinflusst.

Die Wärmeaustauschprozesse an der Seeoberfläche sind bestimmt durch

- die absorbierte Globalstrahlung,
- die absorbierte langwellige Strahlung,
- die langwellige Rückstrahlung der Wasseroberfläche,
- die direkte Wärmeleitung Luft-Wasser und
- den Wärmeverlust durch Evaporation.

Die genaue physikalische Formulierung dieser Prozesse ist in TVA (1972) enthalten.

Die Energiebilanz für die turbulente kinetische Energie gibt Gleichung 8 in der finiten Differenzenform wieder.⁷ Im folgenden werden die einzelnen Terme von Gleichung 8 kurz erläutert. Es muss darauf hingewiesen werden, dass Imberger für Energie und Energiefluss die verschiedensten Normierungen wählt. Die linke Seite von Gleichung 8 gibt den Energiefluss (Energie pro Zeit und Fläche) an, der benötigt wird, um während der Zeit Δt die Schicht der Dicke Δh zu durchmischen. Die rechte Seite beschreibt

⁷ Die Bedeutungen der Symbole der Gleichungen dieses Abschnitts sind in Tab. 5 erklärt.

$$\left(\underbrace{\frac{c_T}{2} q_*^2}_{1} + \underbrace{\frac{\Delta p g h}{2 \rho_0}}_{2a} + \underbrace{\frac{g \Delta z^2}{24 \rho_0}}_{2b} + \underbrace{\frac{d \Delta p}{d h} + \frac{g \Delta p \Delta z}{12 \rho_0} \frac{d \Delta z}{d h}}_{2c} \right) \Delta h =$$

[8]

$$\underbrace{\frac{c_K}{2} \left(w_*^3 + \eta^3 u_*^3 \right)}_{3a} \Delta t + \underbrace{\frac{c_S}{2} \left(\Delta u^2 + \frac{\Delta u^2}{6} \frac{d \Delta z}{d h} + \frac{\Delta u \Delta z}{3} \frac{d \Delta u}{d h} \right)}_{4a} \Delta h = \underbrace{\Delta h}_{4b} \underbrace{\Delta t}_{4c} \underbrace{\Delta t}_{5}$$

die während dieser Zeit produzierte turbulente kinetische Energie.

Term 1 in Gleichung 8 beschreibt die Aenderung der turbulenten kinetischen Energie - im folgenden TKE genannt - in der durchmischten Schicht. Aenderungen der TKE finden dann statt, wenn sich die Dicke der durchmischten Schicht ändert.

Da Turbulenzen sowohl vom Wind, als auch durch Konvektion erzeugt werden, ist q_* nach Gleichung 9 definiert als

$$q_*^3 = w_*^3 + \eta^3 \cdot u_*^3, \quad [9]$$

dabei ist:

$$w_*^3 = (\alpha \cdot g \cdot h \cdot H^*) / (\rho_0 \cdot c_p) + \beta \cdot g \cdot h \cdot W^* \cdot S_s. \quad [10]$$

Term 2 drückt die negative potentielle Energie aus, die in zwei übereinanderliegenden Wasserschichten aufgrund ihrer Dichteunterschiede gespeichert ist.

Die Aenderung der potentiellen Energie durch Vergrößerung der durchmischten Schicht wird von Term 2a wiedergegeben. Die Aenderung der potentiellen Energie in der Scherungszone (engl. shear-layer), also zwischen zwei Schichten unterschiedlicher Dichte und horizontaler Strömungsgeschwindigkeiten, wird von Term 2b beschrieben. Term 2c gibt die Aenderung der potentiellen Energie durch Aenderungen der Dicke der Scherungszone wieder.

Term 3 drückt die Produktion von TKE durch Oberflächenabkühlung und Evaporation (Term 3a) und durch den Windeintrag (Term 3b) aus.

Die turbulente kinetische Energie, die zur Durchmischung des Sees von der Seeoberfläche aus zur Verfügung steht, ergibt sich aus Gleichung 8 als

$$E_a = C_K \cdot q^3 \cdot \Delta t / 2. \quad [11]$$

Term 4: Erzeugung von TKE in der Scherungszone. Term 4a beschreibt dabei die Aenderung der aus der Scherung (engl. shear) stammenden TKE durch Vergrösserung der durchmischten Schicht. Term 4b beschreibt die Aenderung der Scherung durch die Aenderung der Dicke der Scherungszone, und Term 4c beschreibt die Aenderung der Scherung durch Aenderungen der Differenzen der horizontalen Fliessgeschwindigkeiten innerhalb der Scherungszone.

Die Arbeit, die vom Wind beim Erzeugen interner Wellen verrichtet wird, wird einerseits für die Vertiefung des Epilimnions aufgebraucht und geht andererseits in TKE über, die die Eddydiffusion erhöht. Im Gegensatz zur wind- und konvektionsbedingten Durchmischung wirkt die Durchmischung durch Scherung, also durch die Reibung zweier unterschiedlich dichter Schichten mit verschiedenen Fliessgeschwindigkeiten oder -richtungen, der Ausbildung einer scharfen Thermokline entgegen. Diese " Verschmierung " des Temperaturgradienten wird durch Kelvin-Helmholz-Wellen hervorgerufen (Sherman, 1978).

Term 5: Verlust von TKE ins Hypolimnion.

Die in Gleichung 8 angeführten Terme beeinflussen die Tiefe der durchmischten Schicht verschieden stark. Als dominante Einflussgrössen müssen neben der linksseitig angeführten, im See gespeicherten potentiellen Energie (Term 3a), die Durchmischung durch Konvektion (Term 3b) und die windinduzierten Turbulenzen (Term 4) hervorgehoben werden (Imberger, 1979).

Tab. 5: Erklärung der Symbole der Gleichungen 8 bis 11

c_T	Effizienz der Umsetzung der TKE* (TKE steht für turbulente kinetische Energie) der durchmischten Schicht der Dicke Δh . TKE* ist jene Energie, die für die Absenkung der Sprungschicht zur Verfügung steht. Δh ist die als Folge der TKE* resultierende Veränderung der Mischungstiefe h . ()
c_K	Effizienz der Umsetzung der potentiellen Energie, die durch Abkühlung und Evaporation frei wird, in Mischungsenergie. ()
$c_K \cdot \eta^3$	Effizienz der Umsetzung der wind- und konvektionsinduzierten TKE. ()
c_S	Effizienz der Umwandlung der durch Scherung produzierten TKE. ()
$u_*^3 = c_{10}^{0,5} \cdot u_{10}$	
c_{10}	Windschubkoeffizient ()
u_{10}	Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe über dem See (m/s)
ρ	Dichte des Seewassers (kg/m ³)
ρ_0	Mittlere Dichte des Seewassers (kg/m ³)
g	Erdbeschleunigung (9,81 m/s ²)
h	Dicke der durchmischten Schicht (m)
Δz	Schichtdicke (m)
Δt	Zeitintervall für die numerische Approximation des Mischungsprozesses (s)
ΔU	Differenz der Strömungsgeschwindigkeit zwischen zwei übereinanderliegenden Schichten
A_L	Fläche des Sees in der Tiefe L (m ²)
$\alpha = -1/\rho \cdot \partial \rho / \partial T$	Thermischer Ausdehnungskoeffizient von Wasser (K ⁻¹)
T	Wassertemperatur (K)
H^*	Nettowärmefluss an der Wasseroberfläche (W/m ²)
$\rho_0 \cdot c_P$	spezifische Wärme pro Volumen Wasser ($4,18 \cdot 10^6$ J/m ³)
$\beta = 1/\rho \cdot \partial \rho / \partial S$	Spezifische Abhängigkeit der Dichte von der Leitfähigkeit (cm/μS)

Fortsetzung Tab. 5

S	Leitfähigkeit des Wassers ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
W*	Evaporationsrate (m/s)
S_s	Leitfähigkeit des Wassers an der Seeoberfläche ($\mu\text{S}/\text{cm}$)

5.2.2 Die vertikale Diffusion im Hypolimnion

Der vertikale Fluss turbulenter kinetischer Energie im Hypolimnion wird mit Hilfe des Austauschkoeffizienten, k_z (vertikaler Eddydiffusionskoeffizient), definiert.

$$T_K = -k_z \cdot \partial E_K / \partial z \quad [12]$$

T_k	vertikaler Fluss der turbulenten kinetischen Energie ($\text{J}/\text{m}^2\text{s}$)
k_z	vertikaler Eddydiffusionskoeffizient in der Tiefe z (m^2/s)
E_k	turbulente kinetische Energie pro Volumen (J/m^3)
z	Tiefe (m)

Im Modell DYRESM5A wird der vertikale Eddydiffusionskoeffizient nach Gleichung 13 berechnet.

$$k_z = \kappa \cdot z_0 \cdot (P_W + P_S) / E \cdot S \quad [13]$$

$$S = z_0 / \Delta \rho \cdot d\rho/dz \quad [14]$$

κ	dimensionslose Eichkonstante (Effizienz)
z₀	Tiefe des Sees (m)

$P_{W,S}$	Mass für die eingetragene turbulente kinetische Energie des Win- des, resp. der Zuflüsse (J/m^2s)
E	potentielle Energie des Sees pro Volumen (J/m^3)
S	Mass für die Stabilität des Sees ($\quad$)
$\Delta\rho$	Dichtedifferenz zwischen Epi- und Hypolimnion des Sees (kg/m^3)

Wenn der See durchmischt ist oder zwei übereinanderliegende Schichten die gleiche Dichte haben, setzt Imberger (1979) $k_z = 0,1014 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/s$. Er gibt hierfür keine Begründung an. Der Wert stimmt jedoch mit den Maximalwerten der Eddydiffusionskoeffizienten überein, die Imboden et al. (1983) für den Baldegger See berechnet hat.

Erfahrungen haben gezeigt, dass die Seezuflüsse den Eddydiffusionskoeffizienten nur lokal beeinflussen, wenn die Zuflüsse dicht über oder unter der Thermokline einschichten. Sie erzeugen dann keine Seiches, sondern nur lokale Turbulenzen. Für solche Fälle muss k_z nach Gleichung 15 berechnet werden.

$$k_z = k_z^* / N^2 \quad [15]$$

k_z^* mittlerer Eddydiffusionskoeffizient (m^2/s)

N^2 Brunt-Väisälä-Frequenz (s^{-2})

5.2.3 Die Einschichtung der natürlichen Zuflüsse

Die Einschichtung der natürlichen Zuflüsse kann in drei Phasen unterteilt werden.

Da das Zuflusswasser praktisch immer eine andere Dichte hat als das Oberflächenwasser des Sees, wird das Seewasser vom Zuflusswasser zurückgedrängt, bis die Auftriebskräfte gegenüber der kinetischen Energie stark genug sind. An dieser Stelle fließt dann das Zuflusswasser entweder

über das Seewasser oder es taucht ab und fließt entlang dem unterirdischen Bachbett bis in jene Tiefe, wo es die gleiche Dichte wie das Seewasser hat. Auf dem Weg in die Tiefe wird das Zuflusswasser mit Seewasser verdünnt. Die Verdünnung μ ist abhängig von der Geometrie des Seebettes, dem Zuflussvolumen, der Dichtedifferenz zwischen See- und Zuflusswasser und der Rauigkeit des unterirdischen Bachbettes. Imberger (1979) gibt einen Ansatz für die Einschichtung von Zuflüssen in einen V-förmigen Taleinschnitt, der auf die Zuflussverhältnisse im Wägitaler See übertragbar ist.

$$\mu = \eta^3 \cdot c_k^f \cdot c_D^{1,5} \cdot F_i^2 / 2. \quad [16]$$

μ Verdünnungsfaktor ()

$\eta^3 \cdot c_k^f$ 3,2 (η ist ein experimenteller Wert ohne Einheit. Er darf nicht mit der Eichkonstante η von vorher verwechselt werden!)

F_i^2 Quadrat der Froude-Zahl ()

Die Froude-Zahl ist definiert als:

$$F_i^2 = \sin \alpha \cdot \tan \theta (1 - 0,85 c_D^{0,5} \sin \alpha) / c_D \quad [17]$$

α Halber Öffnungswinkel eines V-förmigen Querschnittes eines Zuflussbachbettes

θ Winkel des Bachbettes mit der Horizontalen der Fliessrichtung

c_D Reibungskoeffizient ()

Der Reibungskoeffizient c_D ist eine Konstante, die das Bremsen des Zuflusswassers durch die Rauigkeit des Bachbettes beschreibt:

$$v_* = c_D^{0,5} \cdot v \quad [18]$$

v_* Bodenreibung (engl. bottom shear stress) (m/s)

v mittlere Geschwindigkeit des Zuflusswassers (m/s)

In der Tiefe, in der See und Zuflusswasser die gleiche Dichte haben, verlässt das Zuflusswasser das Bachbett und schichtet sich horizontal im See ein. Dieser Vorgang wird Intrusion genannt. Dabei nimmt man an, dass die turbulente Energie des Zuflusswassers beim Erreichen seiner Einschichttiefe auf diejenige des umgebenden Seewassers zurückgegangen ist.

Die vertikale Verteilung des sich horizontal einschichtenden Wassers kann dann als Cosinus-Funktion beschrieben werden:

$$U = U_{\max}/2 \cdot (\cos(\pi \cdot z/\Delta z^*) + 1) \quad [19]$$

U	Geschwindigkeit der horizontalen Einschichtung (m/s)
U_{max}	maximale horizontale Geschwindigkeit (m/s)
z	vertikale Koordinate, gemessen von der Mitte der Einschichtung (m)
Δz^*	halbe Schichtdicke bei Beginn der horizontalen Einschichtung (m)

5.2.4 Die Abflussdynamik

In einem homogenen Wasserkörper fließt das Wasser radial zu einem punktförmigen unterirdischen Abfluss. Je stärker die vertikale Temperaturschichtung im See ist, desto mehr konzentriert sich das abfließende Wasser auf jene Schicht, in welcher der Abfluss liegt. Ein starker unterirdischer Abfluss kann bei schwacher Schichtung zu einer Sprungschichtneigung führen und im Extremfall die Sprungschicht soweit nach unten ziehen, dass epilimnisches Wasser abgeführt wird.

Für kleine Abflüsse, den Verhältnissen des Wägitaler Sees entsprechend, wird die vertikale Strömungsgeschwindigkeit mit einer Cosinus-Funktion der Art von Gleichung 19 wiedergegeben.

5.2.5 Die Einschichtung des Pumpzuflusses

In der Version 5A von DYRESM ist die Berechnung der Einschichtung eines unterirdischen Pumpzuflusses nicht vorgesehen. Der unterirdische Pumpzufluss spielt jedoch im Wägitaler See bezüglich des Massen- und Energieaustausches eine grosse Rolle. Die Berechnung der Einschichttiefe sollte deshalb möglichst genau erfolgen.

Abb. 3 zeigt, dass die Eintrittsöffnung des Pumpwassers eine komplexe Geometrie hat. Etwa 130 m vor der Mündung in den See wird der Pumpwasserstrahl, der bisher durch den kreisförmigen Druckstollen floss, zweigeteilt. Das Wasser tritt durch rechteckige Querschnitte von je $4,5 \times 4,0$ m in den See aus, die mit der Horizontalen einen Winkel von 23° bilden.

Für die exakte Berechnung der Einschichttiefe kann deshalb keines der bestehenden Verdünnungsmodelle herangezogen werden (N. Brooks, mündliche Mitteilung 1985). Die Verdünnung des Pumpwassers mit dem Seewasser kann mittels der unten folgenden Ueberlegung geschätzt werden. Der Vergleich der so geschätzten Einschichttiefen mit beobachteten Trübungshorizonten im See zeigt, dass die angewandte Methode gute Resultate liefert.

Abschätzung der Verdünnung des Pumpwassers:

Die folgenden Ueberlegungen haben das Ziel, die Verdünnung (μ) des Pumpwassers mit Seewasser abzuschätzen. μ bezeichnet die Verdünnung, die während des Aufsteigens oder Absinkens des Pumpwasserstrahls zu seiner endgültigen Einschichtungstiefe geschieht. Sämtliche Ausführungen dieses Abschnittes beruhen auf mündlichen Mitteilungen von N. Brooks (1985). Die deutschsprachige Terminologie hydrodynamischer Begriffe wird von K. Hutter (1977) übernommen.

Wegen der nahezu quadratischen Querschnitte der Austrittsöffnungen darf angenommen werden, es handle sich um zwei Austrittsstrahle mit äquivalenten kreisförmigen Querschnitten.

Als erstes stellt sich die Frage, ob der Austrittsstrahl die gesamte Querschnittsöffnung einnimmt, oder ob Wasser in den Druckstollen eintreten kann.

Anhand der Definition der Froude-Zahl (H. B. Fischer, 1979) kann ein kritischer Austrittsdurchmesser y_c (vgl. Gleichung 20) berechnet werden. Ist der effektive Durchmesser D kleiner als y_c , dann tritt kein Wasser in den Druckstollen ein. Dies ist dann der Fall, wenn entweder die Dichtedifferenz zwischen See- und Pumpwasser zu klein oder die Ausströmgeschwindigkeit zu gross ist.

$$y_c = \sqrt[3]{\frac{Q^2 \rho}{D^2 \Delta \rho^* g}} \quad [20]$$

y_c	kritischer Durchmesser einer kreisförmigen Austrittsöffnung (m)
Q	Volumenfluss des Pumpwassers (m^3/s)
ρ	Dichte des Pumpwassers (kg/m^3)
$\Delta \rho^*$	Dichtedifferenz zwischen Seewasser und Pumpwasser (kg/m^3)
g	Erdbeschleunigung ($9,81 \text{ m/s}$)
D	effektiver Durchmesser der Austrittsöffnung (m)

Um die Situation zu analysieren, wählen wir den kritischen Fall mit grossem $\Delta \rho^*$ im Sommer (15°C im Zufluss, 5°C im Tiefenwasser des Sees). Mit $Q = 11.1 \text{ m}^3/\text{s}$ ergibt sich ein y_c von 9.7 m . Der Austrittsstrahl füllt also auch im Sommer die gesamte Querschnittsfläche der Mündung aus.

Die nächste Frage lautet, ob der Pumpzufluss wegen der Austrittsgeometrie (vgl. Abb. 3) als Doppelstrahl oder als Einzelstrahl behandelt werden muss.

Die Strecke, die ein turbulenter Strahl von der Austrittsöffnung aus benötigt, um vollständig in einen Auftriebs- oder Impulsfreistrahlel überzugehen,

wird "Zone des nicht voll ausgebildeten Strahles" - engl. "Zone of Flow Establishment (ZFE)" - genannt. Die Verdünnung in der "Zone of Flow Establishment" kann anhand der Ausführungen in Fischer (1977) abgeschätzt werden. Die Verdünnung mit Umgebungswasser ist ungefähr 2, also noch gering.

Nimmt man an, dass sich wegen der Austrittsgeometrie zwei Strahlen ergeben, so kann die Länge der "ZFE" wie folgt berechnet werden:

Die Querschnittsflächen der Pumpwasserstrahle im Druckstollen wäre je $5,1 \text{ m}^2$. Bei einem typischen Pumpereignis ist $Q = 5,6 \text{ m}^3/\text{s}$, und die Austrittsgeschwindigkeit ist $1,1 \text{ m/s}$. Für die zwei Strahlen ist "ZFE" je 16 m. Für einen gemeinsamen Strahl mit der Querschnittsfläche im Pumpstollen von $10,2 \text{ m}^2$ ist "ZFE" = 23 m. Für den Fall, dass die beiden Strahlen die gesamte Austrittsöffnung ausfüllen ($A = 36 \text{ m}^2$), kann von einem Einzelstrahl ausgegangen werden. "ZFE" ist dann gleich 42 m.

In der Realität füllt das Pumpwasser die Austrittsöffnung jedoch nicht ganz aus. "ZFE" dürfte deshalb zwischen 20 und 25 m liegen.

Eine weitere Frage ist, nach welcher Wegstrecke die beiden Strahlen durchmischt und als Einzelstrahl zu betrachten sind.

Für das extreme Beispiel von oben mit je $5,1 \text{ m}^2$ Austrittsquerschnittsfläche sind beide Strahlen bereits nach 19 m vollkommen durchmischt. Das bedeutet, dass ausserhalb der "ZFE" immer ein Einzelstrahl vorhanden ist.

Als letzter Punkt muss abgeklärt werden, wie das Verhältnis von Auftrieb zu Impuls im Pumpwasserstrahl ist.

Hat der Pumpwasserstrahl eine geringere Dichte als das Seewasser, so wirkt eine Auftriebskraft auf den Strahl, und er geht von einem Impulsstrahl in einen Auftriebsstrahl über. Die Distanz, in der sich ein Impulsstrahl vollständig in einen Freistrahle umwandelt, ist l_m .

$$l_m = M^{3/4} / B^{1/2} \quad [21]$$

$$M = 1/4 \cdot \pi \cdot D^2 \cdot W^2 \quad [22]$$

$$Q = 1/4 \cdot \pi \cdot D^2 \cdot W \quad [23]$$

l_m Distanz bis zur Ausbildung eines Auftriebsstrahles (m)

B Auftriebsfluss ($m^{3/2}/s^{3/2}$)

M Momentumfluss (m^4/s)

Q Volumenfluss (m^3/s)

W mittlere Austrittsgeschwindigkeit (m/s)

D Austrittsquerschnitt (m)

Mit $W = 1.1 \text{ m/s}$, $Q = 11,1 \text{ m}^3/\text{s}$ und $D = 3.6 \text{ m}$ ergibt sich für $l_m = 8,2 \text{ m}$. Das heisst, der vom Pumpwasser ausgebildete Freistrahle ist sehr stark impulsbestimmt. Er mischt sich nur schwach mit dem Seewasser.

Für den Eintrittswinkel des Pumpwasserstrahls kann 45° angenommen werden. Damit ergeben sich folgende zusammenfassende Aussagen:

- Die "Zone des nicht voll ausgebildeten Strahles" beträgt 20-25 m. Nach dieser Distanz ist der Verdünnungsfaktor $\mu = 2,0$.
- Die maximale Distanz, die der Strahl in der Vertikalen zurücklegt, ist 40 m. Dies entspricht einer maximalen tatsächlichen Distanz von 70 m. Nach 70 m kann μ als 4,0 angenommen werden.

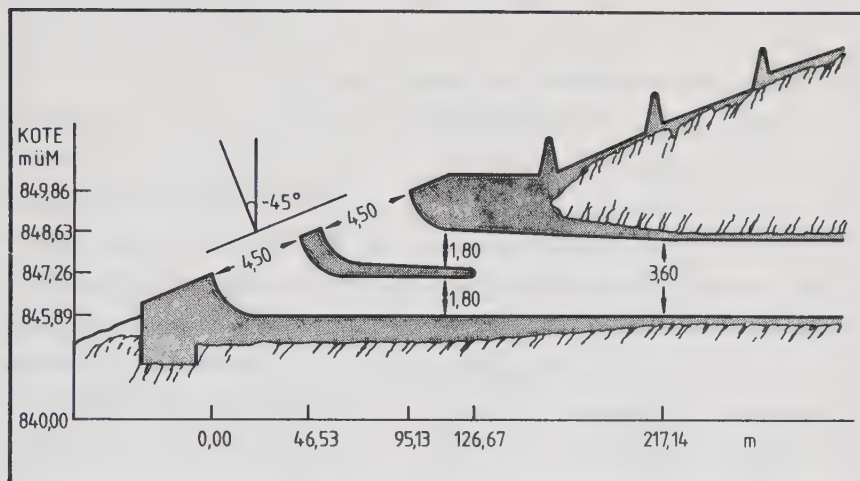


Abb. 3: Geometrie der Druckstollenmündung

5.2.6 Modifikation des Modells DYRESM5A

Zur Berechnung der Seetemperaturen wurde die Version 5A des "Dynamic Reservoir Simulation Model" (DYRESM) des von Imberger (1979) beschriebenen Programms verwendet.

Sämtliche Berechnungen wurden auf dem Rechner (IBM 3033) des Rechenzentrums der Universität Zürich durchgeführt.

Das Programm DYRESM5A musste unserer speziellen Fragestellung angepasst werden. Sämtliche im folgenden aufgezählten Änderungen wurden in FORTRAN IV ausgeführt.

Berücksichtigung der Eisbedeckung:

Ich habe das Modell so abgeändert, dass vom Zeitpunkt an, an dem die Temperatur der beiden obersten Schichten des Sees kleiner als 0 °C wird, sämtliche Energieaustauschprozesse zwischen Seeoberfläche und Atmosphäre unterbunden werden. Das Programm bricht die Simulationsrechnungen 14

Tage nach dem als Beginn einer Eisbedeckung zu betrachtenden Zeitpunkt ab.

Berechnung der Einschichtung des Pumpzuflusses:

Die Berechnung der Einschichttiefen des Pumpwassers erfolgt in einer eigenen Subroutine (PUFLOW).

Der logische Aufbau des Programms ist in Abb. 4 dargestellt. Sämtliche Daten werden über COMMON eingelesen. Nachdem die Nummer der Schicht, in der sich die Austrittsöffnung befindet, bestimmt ist, wird entschieden, ob die Zuflussdichte grösser, gleich oder kleiner der lokalen Seewasserdichte ist. In den logischen Blöcken A und B wird das Zuflusswasser mit dem "Mischwasser" verdünnt. Temperatur und Trübstoffkonzentration des Mischwassers entsprechen den Mittelwerten der Wassersäule oberhalb bzw. unterhalb der Austrittsöffnung. Der durch diese Vereinfachung entstehende Fehler bei der Einschichttiefe ist, wie Kontrollrechnungen gezeigt haben, vernachlässigbar gering.

Das sich einschichtende Wasser des Pumpwasserstrahles wird aus dem Produkt von Verdünnungsfaktor und Volumen beim Eintritt in den See berechnet. Die Volumendifferenz zwischen Einschichtvolumen und Eintrittsvolumen, ΔQ , ist Seewasser aus den verschiedenen Seeschichten, die der Pumpwasserstrahl bei seinem Aufsteigen oder Absinken im Wasserkörper durchströmt. Von jeder durchlaufenen Wasserschicht wird dem Strahl Seewasser beigemischt. Das beigemischte Volumen ist proportional der Dicke der gerade durchlaufenen Schicht. Das jeweils beigemischte Volumen wird von den Volumina der Seeschichten subtrahiert. Der Verdünnungsfaktor μ ist vom Volumenfluss abhängig. Für grosse Zuflüsse ($Q > 5 \text{ m}^3/\text{s}$) (und diese sind für den Trophiegrad des Sees relevant) ist $\mu = 2,0$.

Die Aufteilung des Zuflusses auf seine Einschichttiefen erfolgt im logischen Programmblock C ähnlich wie bei den natürlichen Zuflüssen.

Natürliche Zuflüsse:

In der Programmversion 5A von DYRESM sind vier natürliche Zuflüsse berücksichtigt. Ich erweiterte die Zahl auf die fünf von uns untersuchten Seezuflüsse. Die Daten für die täglichen Zuflussvolumina und die mittleren täglichen Temperaturen wurden für alle Zuflüsse im gleichen Format auf der Eingabeeinheit 22 eingegeben.

Pumpzufluss:

Die benötigten Eingabedaten für die täglichen Pumpvolumina, die täglichen Pumpzeiten und die mittleren Wassertemperaturen des Pumpwassers wurden über die logische Eingabeeinheit 24 eingelesen.

Nährstoff- und Trübstofffrachten:

Über die logische Eingabeeinheiten 26-29 wurden die täglichen Trübstoff-, Orthophosphat-, Gesamtphosphor- und Nitratfrachten sämtlicher sechs Zuflüsse eingelesen. Diese Frachten wurden pro Seeschichtenvolumen berechnet und auf den logischen Ausgabeeinheiten 58-61 abgespeichert.

Ausdruck der Resultate:

Über die logische Ausgabeeinheit 3 wurden die Resultate im gleichen Format wie in der Version DYRESM5A ausgedruckt. Der fünfte natürliche Zufluss und der Pumpzufluss werden zusätzlich zu den vier ursprünglichen Zuflüssen ausgedruckt.

Das abgeänderte Programm DYRESM5A kann in der Bibliothek der Hydrobiologisch-limnologischen Station der Universität Zürich eingesehen werden.

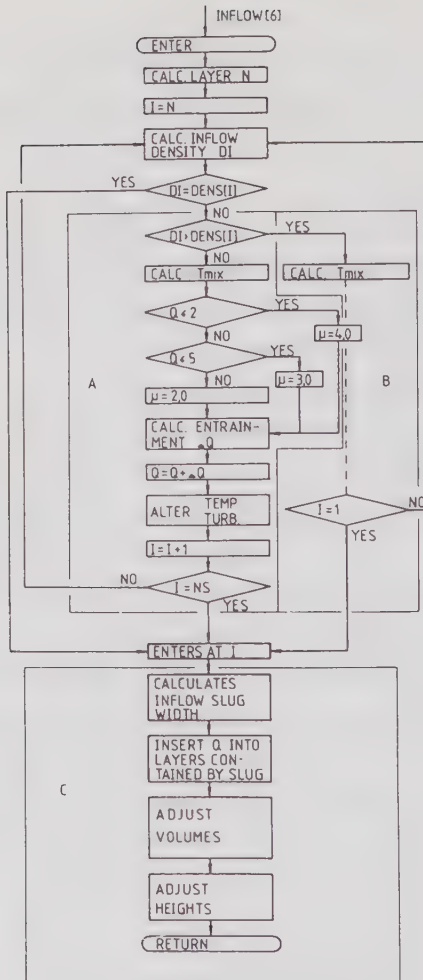


Abb. 4: Flussdiagramm der Subroutine PUFLOW

Kapitel VI

EINGABEDATEN FÜR DAS MODELL DYRESM5A

Imberger (1979) geht davon aus, dass die Berechnung von mittleren täglichen Temperaturprofilen im See für viele Anwendungen genügt und dass deshalb mittlere tägliche Eingabedaten für die meteorologischen und die hydrologischen Parameter genau genug sind. Die entsprechenden Subroutinen werden deshalb pro Tag einmal aufgerufen.

Die Ergebnisse der Temperatursimulationen werden zeigen, dass die von Imberger (1979) angenommenen Zeitintervalle für die Eingabedaten genügend kurz sind. Verbesserungen liessen sich jedoch beim Wägitaler See erzielen, wenn für die Windgeschwindigkeiten stündliche Werte und für die vertikale Extinktion kurzweiliger Strahlung zweiwöchentliche oder sogar wöchentliche Werte verwendet würden, anstatt eines konstanten Wertes.

In den folgenden Abschnitten werden die Eingabedaten im einzelnen diskutiert. Für die Zuflusstemperaturen sowie für Nähr- und Trübstofffrachten der Zuflüsse mussten statistische Modelle entwickelt werden, um die mittleren täglichen Werte abschätzen zu können.

6.1 Morphologische und physikalische Seedaten

Die für die Modellrechnungen benötigten Angaben zur Beschreibung der morphologischen und physikalischen Seecharakteristika sind in Tab. 6 enthalten.

Für die **kinematische Viskosität** des Wassers wird ein konstanter Wert (bei 10 °C : $1,14 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) gewählt. Die Viskosität schwankt im Temperaturbereich von 0 °C ($1,8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) bis 25 °C ($0,94 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) zwar um einen Faktor 2. Dies hat auf die Modellrechnungen jedoch nur einen geringen Einfluss.

Das gleiche gilt für die **molekulare Wärmediffusion**. Bei 10 °C ist sie ca. $14 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$. Sie ist damit meist um einen Faktor 100 kleiner als die Eddy-diffusion und somit eigentlich vernachlässigbar.

Tab. 6: Morphologische und physikalische Seedaten, die in das Modell DYRESM5A eingehen.

Indices : 1 = Schrärbach, 2 = Schlierenbach, 3 = Aberenbach, 4 = Ziggenbach, 5 = Innerthalbach.

- Kinematische Viskosität des Wassers bei 10 °C : $1,14 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
 - Molekulare Wärmediffusion : $10 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$
 - Mittlerer jährlicher Anteil der photosynthetisch aktiven Strahlung, der nicht an der Wasseroberfläche reflektiert wird (B1): 0,94
 - Mittlerer jährlicher Attenuationskoeffizient der photosynthetisch aktiven Strahlung (ET1): $0,41 \text{ W/m}^3$
 - Maximaler Pegel: 66,0 m
 - Höhe des Ueberlaufs über Grund: 66,0 m
 - Höhe der Druckstollenmündung über Grund: 14,6 m
 - Maximale Breite des Sees an der Oberfläche bei Vollstau (A): 1000m
 - Breite des Sees in der Tiefe der Druckstollenmündung (B): 270 m
 - Maximale Länge des Sees bei Vollstau an der Seeoberfläche (C): 4900 m
 - Länge des Sees in der Tiefe der Druckstolleneinmündung (D): 120 m
 - Durchmesser der Ueberlaufsöffnung: 5.0 m
 - Durchmesser der Druckstollenmündung: 3,6 m
 - Halbe Oeffnungswinkel (α) der V-förmigen Querschnitte der Zufluss-bachbetten: $\alpha_1: 47^\circ$; $\alpha_2: 0,01^\circ$; $\alpha_3: 84,0^\circ$ $\alpha_4: 74,0^\circ$; $\alpha_5: 65,0^\circ$
 - Winkel der Bachbetten mit der Horizontalen (ϕ): $\phi_1: 13,0^\circ$; $\phi_2: 3,3^\circ$; $\phi_3: 2,1^\circ$; $\phi_4: 5,2^\circ$; $\phi_5: 11,3^\circ$
 - Halber Oeffnungswinkel des Seequerschnittes bei der Mündung des Druckstollens (δ): $87,5^\circ$
 - Winkel des Seebodens mit der Horizontalen bei der Druckstollenmündung (δ): $0,69^\circ$
-

6.2 Meteorologische Daten

6.2.1 Globalstrahlung

In Innerthal wurden keine Messungen der Globalstrahlung durchgeführt. Die hier verwendeten Tagessummen der Globalstrahlung stammen von der automatischen Klimamessstation Erlenbach (Alpthal, Kt. Schwyz) der Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen. Diese Messtation liegt in 1200 m ü.M. in 17 km Entfernung von Innerthal.

Vom 1. Juni 1983 bis zum 31. März 1984 wurden in Innerthal die Tagessummen der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) gemessen. Korreliert man diese Werte monatlich mit den Tagessummen der Globalstrahlung vom Erlenbach, so erhält man Korrelationskoeffizienten, die ausser im Dezember 1983 ($R^2 = 0,91$) immer grösser als 0,93 sind. Das bedeutet, dass die Globalstrahlungswerte von der Messtation Erlenbach sehr gut übertragbar sind. Schwierigkeiten ergeben sich bei der Simulation der Oberflächentemperatur des Sees für Spätherbst und Winter mit den Globalstrahlungswerten von Erlenbach. Die Temperaturen fallen immer zu hoch aus. Dies liegt daran, dass die Beschattung der Seeoberfläche durch die umliegenden Berge in dieser Zeit sehr stark ist. Das hintere Drittel des Sees ist im Winter nur während ca. 4 Stunden (11.00-15.00 Uhr) der direkten Sonnenstrahlung ausgesetzt. Das vordere Drittel ist zwar schon früher besonnt (ca. 9.30 Uhr), die Beschattung erfolgt aber auch hier bereits um 15.00 Uhr.

Gute Resultate für die berechneten Oberflächentemperaturen erhielt ich, wenn ich die Globalstrahlungswerte vom 1. Oktober bis zum 31. März auf 70 % des in Erlenbach gemessenen Wertes reduzierte.

6.2.2 Sonnenscheindauer

Aus der relativen Sonnenscheindauer wird im Modell über den Bewölkungsgrad die Absorption langwelliger Strahlung berechnet. Die relative Sonnenscheindauer ist definiert als das Verhältnis zwischen der täglichen absoluten und der theoretischen Sonnenscheindauer. Die absolute Sonnenscheindauer wurde von der Messstation Erlenbach übernommen. Es wird eine gute Übereinstimmung der Werte angenommen, da die Globalstrahlung ebenfalls gut übertragbar ist.

Der Fehler der relativen Sonnenscheindauer geht nur zu 17% in die Adsorption langwelliger Strahlung ein. Damit sind auch grosse Fehler der Sonnenscheindauer vernachlässigbar.

6.2.3 Lufttemperatur

Imberger (1981) verwendet als Eingabedaten für die mittlere tägliche Lufttemperatur das arithmetische Mittel von den 24 - Stundenmittelwerten eines Tages, die in 4 m Höhe über dem See gemessen werden. Da uns nur die Tagesminimum- und Tagesmaximumtemperatur der Wetterstation Innerthal zur Verfügung standen, bildete ich das Mittel dieser beiden Werte. Vergleiche mit den 24-Stundenmittelwerten, die während der 24-Stunden-Probenahmen erhoben wurden, ergaben eine sehr gute Übereinstimmung.

Der Verlauf des aus den zwei Temperaturen berechneten Mittelwertes ist in Abb. 5 dargestellt.

6.2.4 Luftfeuchtigkeit

Die Luftfeuchtigkeit dürfte der Parameter der meteorologischen Eingabedaten sein, der einerseits mit dem grössten Fehler behaftet ist und der andererseits den grössten Einfluss (Sensitivität) auf die Berechnung des Wärmeüberganges zwischen der Atmosphäre und dem See hat.

Fehler der absoluten Luftfeuchtigkeit haben einen starken Einfluss auf die Energieaustauschprozesse an der Seeoberfläche. Die absolute Luftfeuchtig-

keit wird einerseits zur Berechnung der Evaporation und der damit verbundenen Energieverluste an der Wasseroberfläche benutzt; andererseits ist sie im Term in der Formel zur Berechnung der langwelligen Einstrahlung der Atmosphäre enthalten.

Die absolute Luftfeuchtigkeit habe ich aus den Werten der relativen Luftfeuchtigkeit von der Messtation Erlenbach berechnet.

Bei den Simulationsrechnungen hat sich gezeigt, dass die absolute Luftfeuchtigkeit über der Wasseroberfläche des Wägitaler Sees nur ca. 80 % derjenigen von Erlenbach betragen kann, da sich sonst das Wasser der Seeoberfläche im Herbst und Winter nicht genügend abkühlen würde.

6.2.5 Wind

Für die Windgeschwindigkeitsdaten werden die Messwerte unserer Windmessstation auf dem See verwendet.

Die Windgeschwindigkeit wird bei DYRESM als arithmetisches Mittel der täglichen Windgeschwindigkeiten eingegeben. Dies ist nicht sinnvoll, da die turbulente kinetische Energie, die von den Winden eingetragen wird, sich aus der dritten Potenz der Windgeschwindigkeit berechnet. Durch die Berechnung des arithmetischen Mittelwertes wird der Mischungseffekt kurzzeitiger, böiger Winde unterschätzt. Nach Spiegel (1978) sollte die Responsezeit des Sees (welche etwa ein Viertel der internen Seicheperiode beträgt) als Mittelintervall benützt werden.

Ich habe die Wingschwindigkeiten trotzdem als arithmetische Mittel berechnet. Es wird sich zeigen, dass der Wind kaum Einfluss auf die Durchmischung des Epilimnions des Sees hat, womit der methodische Fehler irrelevant bleibt.

Abb. 6 zeigt die mittleren täglichen Windgeschwindigkeiten, berechnet aus dem Mittel der dritten Potenzen der stündlichen Windgeschwindigkeiten.

6.2.6 Niederschlag

Für die täglichen Niederschlagsmengen auf die Seeoberfläche verwendeten wir die Daten der Wetterstation Innerthal (vgl. Abb. 7).

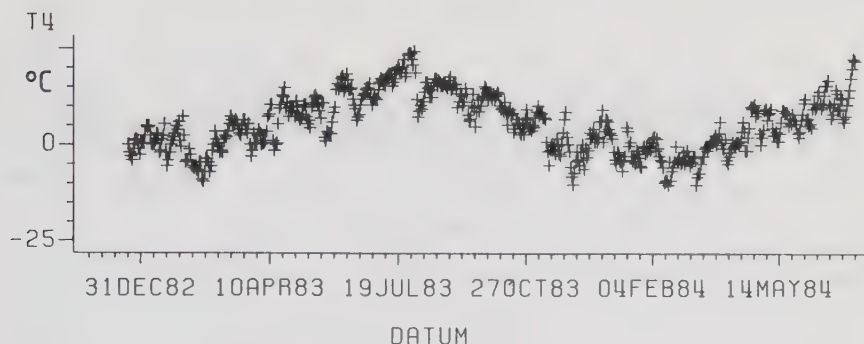


Abb. 5: Mittlere tägliche Lufttemperaturen

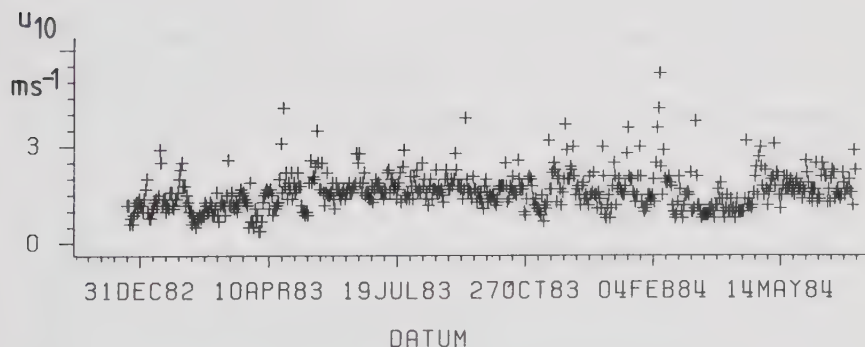


Abb. 6: Mittlere tägliche Windgeschwindigkeit. Werte berechnet aus den Mittelwerten der dritten Potenzen der stündlichen Windgeschwindigkeiten; u_{10} ist die 10 m über der Wasseroberfläche gemessene Windgeschwindigkeit.

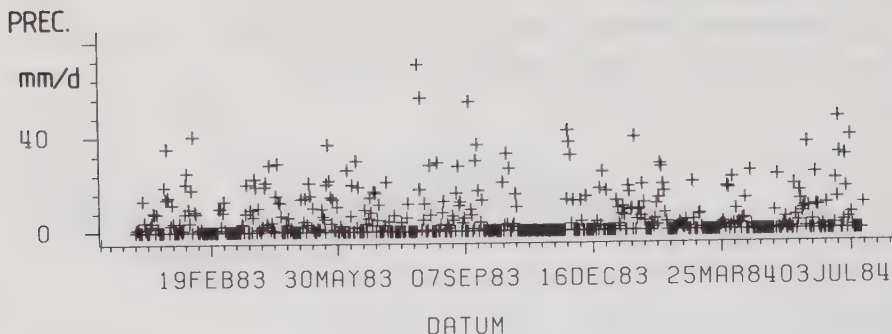


Abb. 7: Summe der täglichen Niederschläge. Messwerte der Station Innerthal.

6.3 Wasserführungen der Zuflüsse und des Turbinenabflusses

6.3.1 Pumpzufluss

Das Volumen des von der Anlage Rempen aus täglich in den Wägitaler See zurückgepumpten Wassers wird indirekt über die Energieaufnahme der vier Pumpen berechnet. Der Jahresverlauf des Pumpzuflusses ist in Abb. 8 dargestellt.

6.3.2 Natürliche Zuflüsse

Ueber die kontinuierlichen Messungen des Seepegels, der Turbinenabflussvolumina und der Volumina des Pumpzuflusses wird von der Kraftwerk Wägital AG täglich um 24.00 Uhr eine Wasserbilanz erstellt. Aus der Differenz zur Wasserbilanz des Vortages ergibt sich die Summe des natürlichen Zuflussvolumens bestehend aus dem Niederschlag auf die Seeoberfläche und dem Volumen der natürlichen Zuflüsse.

Da die Zuflussvolumina nicht proportional auf die fünf Hauptzuflüsse verteilt werden können, nahm ich eine Gewichtung nach der Grösse des jeweiligen Einzugsgebietes und der jeweiligen jährlichen Niederschlagssumme vor. Dabei stützte ich mich auf die Niederschlagsmessungen von Lütschg (1930)

zwischen 1925 und 1928. Abb. 9 zeigt die Niederschlagskarte der Einzugsgebiete der 5 Hauptzuflüsse. Tab. 7 enthält die prozentualen Anteile der einzelnen Zuflüsse am Gesamtzufluss nach der Gewichtung. In Abb. 8 sind die täglichen Volumina sämtlicher Zuflüsse enthalten.

6.3.3 Turbinenabfluss

Das Volumen des Seewassers, das den See durch den Druckstollen verlässt, wird indirekt über die Energieproduktion berechnet. Die maximale Wasserentnahme erfolgt meist während der Spitzenlastzeiten, morgens zwischen 6.00 und 8.00 Uhr und mittags zwischen 11.00 und 13.00 Uhr. Je nachdem, wie viele der vier Turbinen im Werk Rempen angeschlossen sind, ändert sich dabei die Austrittsgeschwindigkeit des Wassers. Da die grösste Wasserentnahme während der Wintermonate November bis März stattfindet, also dann, wenn der See mehr oder weniger homotherm ist, und da die Abflussgeschwindigkeit kaum einen Einfluss auf die Temperaturverteilung im See hat, wird die Abflussgeschwindigkeit als konstant angenommen.

Der Abfluss durch den Druckstollen ist in Abb. 10 dargestellt.

Ein Abfluss über den Hochwasserüberlauf fand während der Untersuchungsperiode nicht statt.

Tab. 7: Prozentuale Anteile der natürlichen Zuflüsse am Gesamtzufluss

Zufluss	Prozentualer Zufluss gewichtet nach	
	Fläche des Einzugsgebietes	Fläche des Einzugsgebietes* Jahresniederschlags-summe
Schräbach	5,4 %	7 %
Schlierenbach	24,2 %	21 %
Aberenbach	26,1 %	40 %
Ziggenbach	21,9 %	21 %
Innerthalbach	12,7 %	11 %

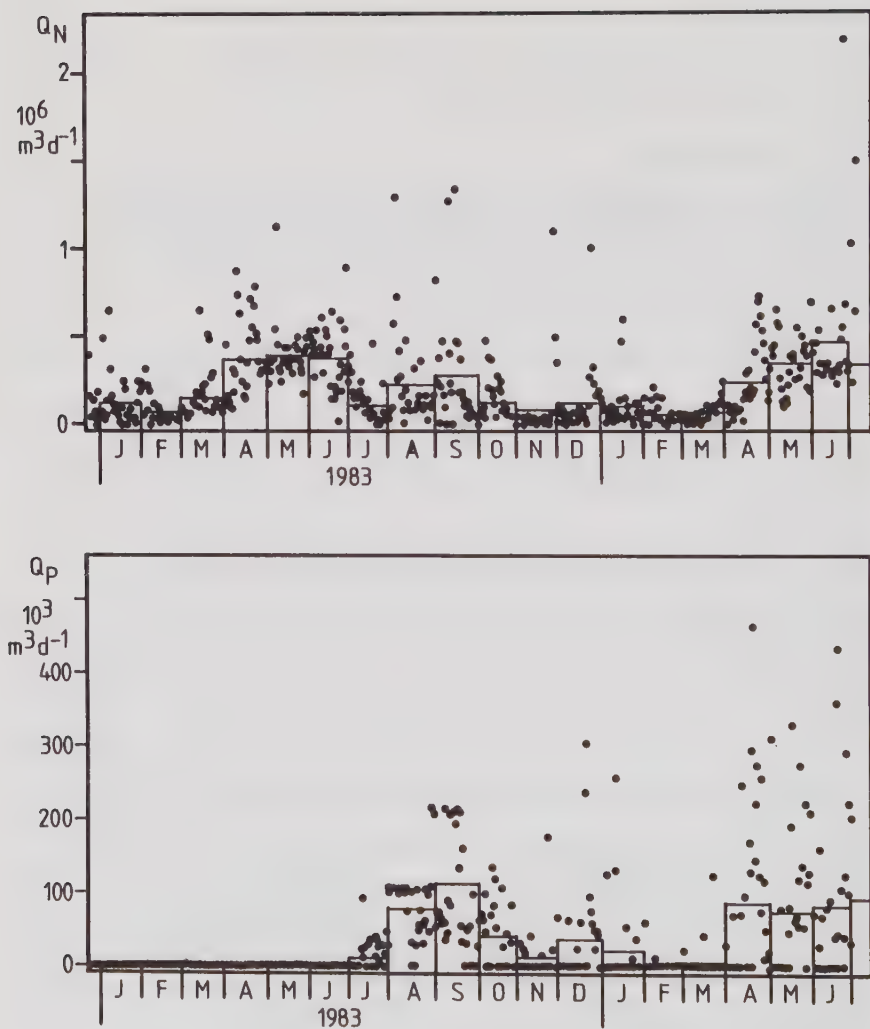


Abb. 8: Tägliche Zuflussvolumina. Q_N = tägliches Volumen der natürlichen Zuflüsse; Q_P = tägliches Volumen des Pumpzuflusses. Die Balken geben die monatlichen Mittelwerte an; die Punkte die täglichen Mittelwerte.

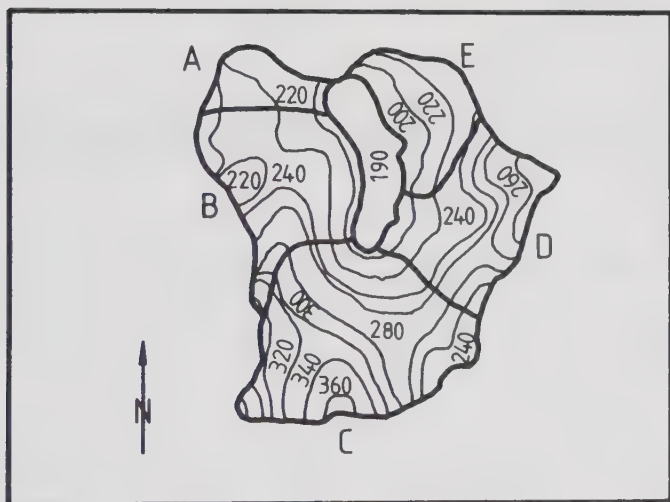


Abb. 9: Einzugsgebiete und Linien gleicher Jahressummen der Niederschläge. Niederschlagsangaben in cm; A = Schrärbach; B = Schlierenbach; C = Aberenbach; D = Ziggenbach; E = Innerthalbach.

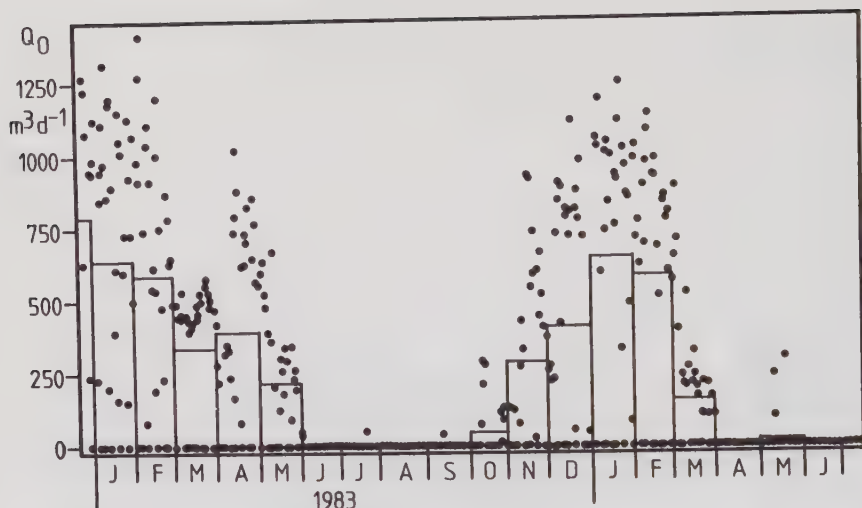


Abb. 10: Tägliche Turbinenabflussvolumina. Die Balken geben die monatlichen Mittelwerte an; die Punkte die täglichen Mittelwerte.

6.4 Wassertemperaturen der Seezuflüsse

6.4.1 Pumpzufluss

Als Eingabegrösse für die Temperatur des Pumpwassers wird der Mittelwert der zweimal täglich gemessenen Temperatur des Oberflächenwassers des Rempnenbeckens verwendet. Diese Temperatur ist, verglichen mit der durchschnittlichen tatsächlichen Temperatur des in den See gepumpten Wassers im Sommer, zu hoch. Der Fehler kann darauf zurückgeführt werden, dass das Rempnenbecken meist eine schwache Temperaturschichtung aufweist und somit das Pumpwasser, welches aus den obersten 2,5 m des Sees stammt, im Sommer systematisch überschätzt wird. Kontrollmessungen im Sommer 1983 ergaben, dass die Abweichungen kleiner als 3 °C sind. Für die Monate Mai bis September 1983 und Mai bis Juli 1984 subtrahiere ich deshalb 2 °C von den mittleren Wassertemperaturen.

6.4.2 Natürliche Zuflüsse

Für das Modell DYRESM werden mittlere tägliche Zuflusstemperaturen benötigt. Da die mittleren täglichen Zuflusstemperaturen nur während der 24 - Stunden - Probenahmen bestimmt worden sind (während der Seeprobenahmen wurden jeweils Einzelmessungen der Wassertemperaturen der Zuflüsse vorgenommen), habe ich ein statistisches Modell entwickelt, mit dem diese aus meteorologischen Daten abgeschätzt werden können.

Ein statistisches Modell zur Berechnung der Wassertemperaturen:

Ich gehe davon aus, dass sich die mittleren täglichen Wassertemperaturen mit einer Funktion abschätzen lassen, welche die Jahresperiodik der Wassertemperatur widerspiegelt. Ferner sollen Abweichungen von der mittleren Jahresperiodik beschrieben werden, die durch kurzfristige Schwankungen der Lufttemperaturen bedingt sind. Ein direkter Zusammenhang zwischen Wasser- und Lufttemperatur ist deshalb zu erwarten, da die Zuflüsse des Wägitaler Sees Wildbäche sind und infolge der hohen Turbulenz des Wassers ein sehr guter Wärmeübergang zwischen Luft und Wasser gewährleistet ist. Der Einfluss der kurzweiligen Sonnenstrahlung auf die Wassertemperatur spielt keine wichtige Rolle, da die Zuflüsse praktisch ohne Ausnahme durch bewaldete Taleinschnitte fließen. Nicht berücksichtigt wird ferner die Abhängigkeit der Wassertemperatur von den Abflussvolumina der Zuflüsse.

Güttinger (1980) hat den Temperaturverlauf eines Baches mit einer Sinus-Funktion charakterisiert und eine gute Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen Wassertemperaturen erzielt. Der Autor bringt dabei die Funktion durch Anwendung eines Additionstheorems in eine als gewöhnliche lineare Regression berechenbare Form.

Um das Verhalten der einzelnen Funktionsparameter bei kleinen Stichproben zu untersuchen, machte Güttinger verschiedene Auszüge aus den Temperaturmesswerten des untersuchten Baches. Er kann so nachweisen, dass die

Genauigkeit der Anpassung der Sinus-Funktion bei regelmässig verteilten Probenzahlen bei mehr als fünf Werten nicht mehr wesentlich steigt. Güttinger betont aber, dass durch Messungen zu immer der gleichen Tageszeit systematische Fehler gemacht werden, die eine zu grosse Genauigkeit der angepassten Funktion vortäuschen.

Mit der von Güttinger entwickelten Methode werden in einem ersten Schritt die Messwerte der Wassertemperaturen der fünf Hauptzuflüsse, sowie die in Innerthal gemessenen Mittelwerte der Lufttemperaturen je durch eine Funktion der Form

$$T_R = A + 0,5 \cdot B \cdot \sin((t - t_0) \cdot 2\pi / T). \quad [24]$$

angenähert (vgl. Abb. 11).

T_R	Abhängige Variable (Wassertemperatur, resp. Lufttemperatur (°C))
A	Mittelwert der Wassertemperatur, resp. Lufttemperatur (°C)
B	Amplitude der Sinusschwingung (°C)
t	unabhängige Variable (Zeit (d))
t_0	Phasenverschiebung der Regressionskurve gegenüber $t = 0$ d; $t = 0$ entspricht dem Datum 2. Dezember 1982
T	365,25 (d)

Die Residuen der Wassertemperaturen (r_W), das heisst die Differenz zwischen gemessenen und geschätzten Zuflusstemperaturen werden dann in einem zweiten Schritt für jeden Zufluss mit den Residuen der Lufttemperatur (r_L) linear korreliert (vgl. Abb. 12).

Werden die beiden Gleichungen addiert, so erhält man eine Formel zur Berechnung der täglichen Wassertemperaturen aus den täglich gemessenen Lufttemperaturen von Innerthal:

$$T_S^* = T_R + C + D \cdot r_L \quad [25]$$

T_S^*	Abhängige Variable (Wassertemperatur) (°C)
C	Ordinatenverschiebung durch den Korrekturterm; diese entspricht dem Ordinatenabschnitt der Regressionsgeraden aus Abb. 12. (°C)
D	Steigung der Regressionsgeraden aus Abb. 12 ()
r_L	unabhängige Variable; diese entspricht dem Residuum der Lufttemperatur (°C)

Ergebnisse und Diskussion:

Die Ergebnisse für die Anpassung an die Sinusfunktion (Abb. 11 sowie Tab. 10 Anhang) zeigen, dass sich sowohl Luft- als auch Wassertemperaturen gut approximieren lassen. Die Sinusfunktion allein erklärt mindestens 53 % (Innerthalbach) der Gesamtvarianz. Am besten ist die Anpassung beim Ziegenbach mit einer erklärten Gesamtvarianz von 85 %.

Wie aus Tab. 9 zu entnehmen ist, sind die einzelnen Funktionsparameter mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von mindestens 0,01 hoch abgesichert von 0 verschieden.

Die hohen Werte für das Bestimmtheitsmass bestätigen die Aussage Güttingers (1980), dass wenige gleichmässig verteilte Temperaturmessungen genügen, um den Jahrestemperaturverlauf eines Baches gut zu charakterisieren.

Linder & Berchthold (1979) fordern, dass die Zulässigkeit eines Regressionsmodells anhand der Gleichmässigkeit der Verteilung der Residuen zwischen berechneten und gemessenen Werten kontrolliert wird.

Aus Abb. 11 ist ersichtlich, dass die Residuen gleichmässig verteilt sind, das heisst, dass sie weder Abweichungen von der Linearität noch von der Homoskedastizität aufweisen (Linder & Berchthold, 1979). Die Verwendung einer Sinus-Funktion zur Beschreibung des Jahresverlaufes der Wasser- und Lufttemperaturen ist deshalb zulässig.

Die mittleren Wassertemperaturen haben mit Werten zwischen 5,5 °C (Schrärbach, Aberenbach) und 6,6 °C (Innerthalbach) nur eine geringe Spannweite. Dass der Innerthalbach die höchste mittlere Temperatur aufweist, erstaunt nicht, fließt er doch durch einen nur gering beschatteten Vorstau, so dass das Wasser durch Sonneneinstrahlung leicht erwärmt werden kann.

Die Jahresmaximal- und -minimaltemperaturen unterscheiden sich ebenfalls wenig. Die höchsten Wassertemperaturen werden immer Ende Juli erreicht, ausser beim Schlierenbach (Anfang August).

Die Amplituden der Sinuskurven zeigen dagegen beträchtliche Unterschiede. Die kleinste Amplitude hat die Temperatur des Aberenbaches mit 5,8 °C, die grösste diejenige des Schrärbach mit 13,7 °C. Die Varianz ist durch die unterschiedlichen Höhenlagen der Einzugsgebiete zu erklären.

Abb. 12 enthält die Ergebnisse der **linearen Regressionen** zwischen den Residuen der Luft- und der Wassertemperaturen der Seezuflüsse.

Die Steigungen der Regressionsgeraden sind alle mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 0,01 % von Null verschieden. Die Bestimmtheitsmasse liegen zwischen 0,41 (Ziggenbach) und 0,90 (Innerthalbach). Diese Werte weisen auf einen sehr engen Zusammenhang zwischen kurzfristigen Luft- und Wassertemperaturschwankungen hin. Der hohe Anteil der erklärten Gesamtvarianz überrascht, da bereits durch die Sinus-Funktion mindestens 53 % der Gesamtvarianz erklärt worden waren.

In Tab. 10 (Anhang) sind die **Modellfunktionen** zur Schätzung der mittleren täglichen Wassertemperaturen und deren Bestimmtheitsmasse angegeben. Der kleinste Wert für die Bestimmtheitsmasse tritt beim Innerthalbach mit 0,78 auf. Alle anderen Werte liegen über 0,90. Die Güte der Anpassung unserer Modellgleichung durch den Einbezug weiterer Modellvariablen wie kurzweilige Strahlung und Wasserführung könnte nur unwesentlich verbessert werden.

Die während der 24-Stunden-Probenahmen gemessenen Wassertemperaturen lagen immer innerhalb eines Bereiches von $\pm 1,6$ °C um den berechneten Mittelwert. Mit zunehmender Wasserführung ist zudem keine Zunahme der Abweichungen zwischen berechneten und gemessenen Werten feststellbar. Im Winter können die berechneten Temperaturen negativ werden; in diesem Fall werden sie gleich Null gesetzt.

Abweichungen der berechneten Temperaturen während des Sommers:

Bei der Anwendung des Modells DYRESM wird sich zeigen, dass mit dem hier verwendeten Modellansatz die mittleren täglichen Zuflusstemperaturen im Sommer (Juli, August) um ca. 3 °C zu hoch geschätzt werden. Dies hat zwei methodisch bedingte Ursachen:

Erstens wurden die im Sommer immer sehr kühlen Quellzuflüsse Fläschloch und Hundsloch nicht als separate Zuflüsse behandelt. Und zweitens wurden die Zuflusstemperaturen, ausser bei den 24-Stunden-Probenahmen immer zwischen 11.00 und 12.00 Uhr gemessen. Wie ich gezeigt habe, reagiert die Temperatur des Zuflusswassers schnell auf Änderungen der Lufttemperatur. Die Wassertemperaturen sind deshalb vor allem im Sommer systematisch zu hoch geschätzt worden.

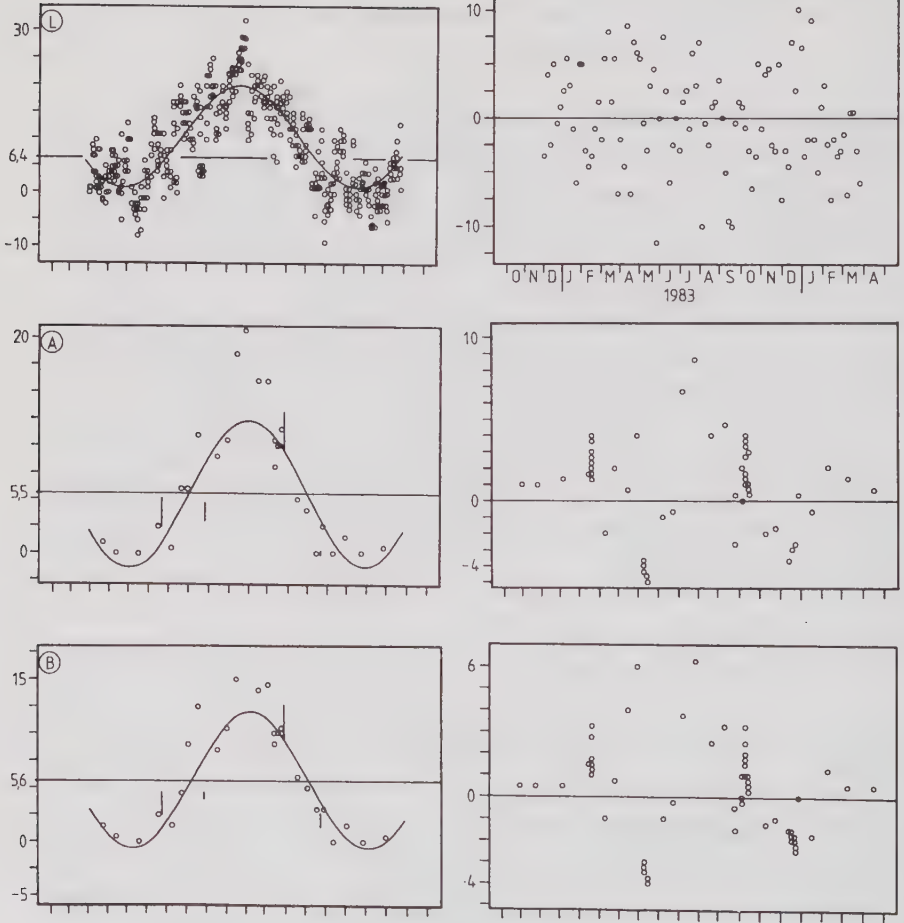


Abb. 11 1. Teil (Fortsetzung nächste Seite)

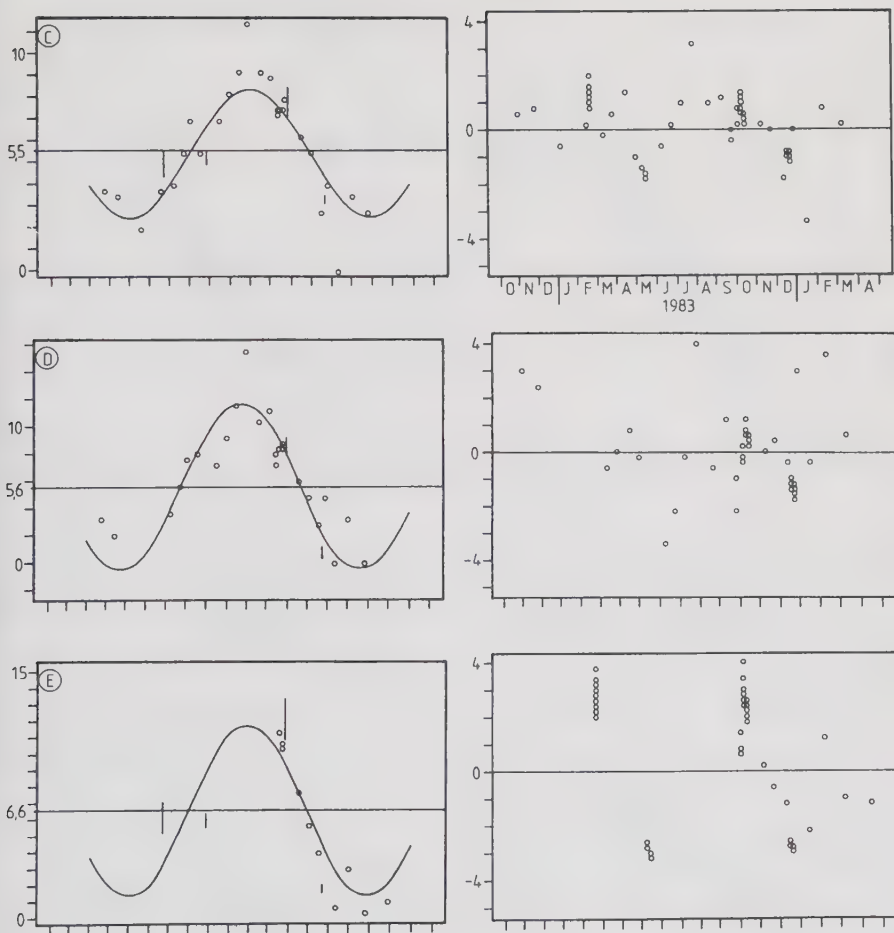


Abb. 11: Wassertemperaturen der Seezuflüsse und Lufttemperaturen von Innerthal. Linke Abbildungen: Kreise bezeichnen die gemessenen Temperaturen; vertikal ausgezogene Linien sind die Spannweiten der Temperaturen bei den 24-Stunden-Probenahmen; die durchgezogenen Linien entsprechen den in Tab. 9 angeführten Sinusfunktionen; die horizontalen Linien in den Abbildungen entsprechen den mittleren Wasser-, bzw. Lufttemperaturen. Rechte Abbildungen: Residuen zwischen den Messwerten und den Sinuskurven aus den linken Abbildungen. L = Luft A = Schrähhbach; B = Schlierenbach; C = Aberenbach; D = Ziggenbach; E = Innerthalbach.

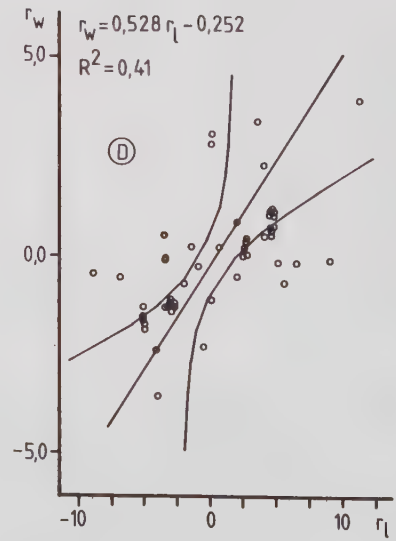
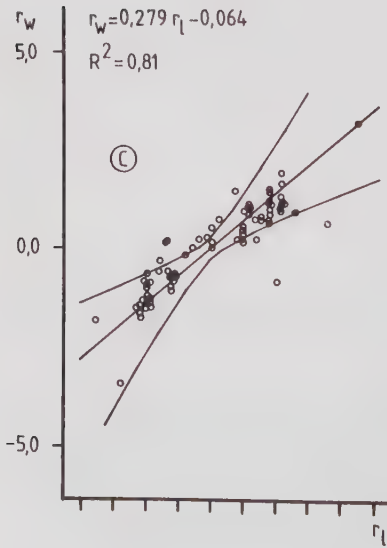
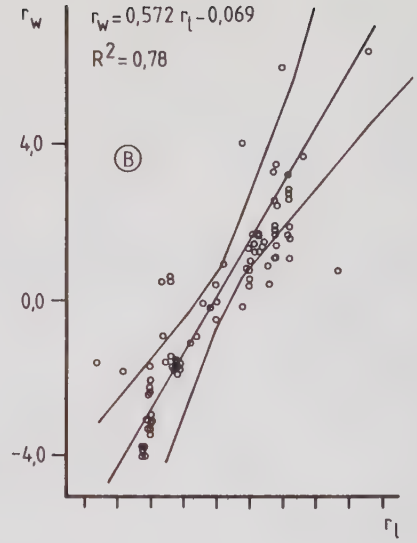
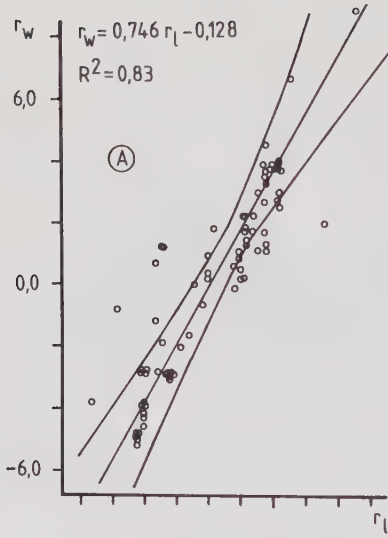


Abb. 12 1. Teil (Fortsetzung nächste Seite)

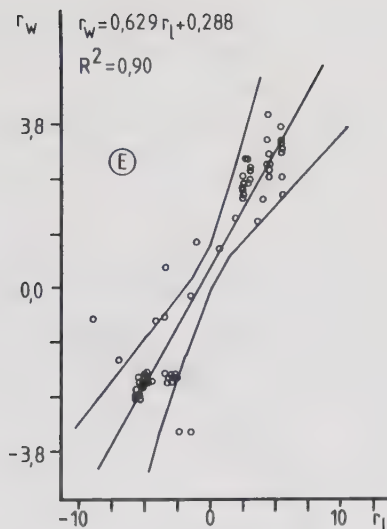


Abb. 12: Regressionsgeraden zwischen den Residuen der Luft- und der Zuflusswassertemperaturen. Kreise sind die Werte der Residuen; durchgezogene Geraden sind die Regressionsgeraden; Kurven sind die oberen und unteren Grenzen der 95 %-Vertrauensbereiche.

6.5 Der Einfluss von anorganischen Trübstoffen auf die Dichte des Wassers

Nydegger (1967) hat den Einfluss von anorganischen Trübstoffen auf die Dichte von Wasser untersucht. Er stellt fest, dass sich Aare und Lütchine trotz gleicher Temperaturen in verschiedenen Tiefen des Brienersees einschichten. Geht man von einem spezifischen Gewicht der Trübstoffe von $2,6 \text{ g/cm}^3$ aus, so haben die beiden Zuflüsse eine Differenz der Schwebstoffkonzentrationen von 200 mg/l , was einer temperaturbedingten Dichtedifferenz von $12,3 \cdot 10^{-5} \text{ g/cm}^3$ entspricht. Abb. 13 verdeutlicht, dass die Einschichtttiefen von Zuflüssen bei Wassertemperaturen im Bereich von 0 bis 8°C und einer schwach ausgebildeten Thermokline entscheidend von den Trübstoffkonzentrationen mitbestimmt werden.

Die Trübstoffkonzentrationen der Zuflüsse des Wägitaler Sees schwanken je nach Wasserführung extrem und müssen deshalb bei der Berechnung der Dichte des Wassers berücksichtigt werden.

Für die Schwebstoffe des Schlierenbaches, den ich als typisch für sämtliche Zuflüsse des Wägitaler Sees annehme, habe ich eine Dichte von $2,79 \pm 0,02 \text{ g/cm}^3$ gemessen.

Da die Schwebstoffkonzentrationen nur indirekt über die Transmission des Wassers bei 420 nm erfasst worden sind, war die Beziehung zwischen Transmission und Trübstoffkonzentration näher zu charakterisieren. Abb. 14 enthält die Eichkurve, aus der sich die Konzentration der anorganischen Trübstoffe (Trockensubstanz in kg/m^3) wie folgt berechnen lässt:

$$TS = -3,94 \cdot 10^{-2} \cdot \ln \sigma_{420} + 0,181 \quad [26]$$

TS Konzentration der Trübstoffe (kg/m^3)

σ_{420} Prozentuale Transmission bei 420 nm (10 cm Küvette)

Die Dichte von Zufluss- und Seewasser kann aus der Wassertemperatur und der anorganischen Trübstoffkonzentration nach Gleichung 27 bestimmt werden:

$$\rho_W = \rho_{WT} \cdot (1 - TS/\rho_{TS}) + TS \quad [27]$$

ρ_W Dichte des Wassers (kg/m^3)

ρ_{WT} aus der Temperatur berechnete Dichte des Wassers (kg/m^3)

TS Konzentration der Trübstoffe (kg/m^3)

ρ_{TS} Dichte der Schwebstoffe (kg/m^3); für den Wägitaler See $2,79 \text{ kg/m}^3$.

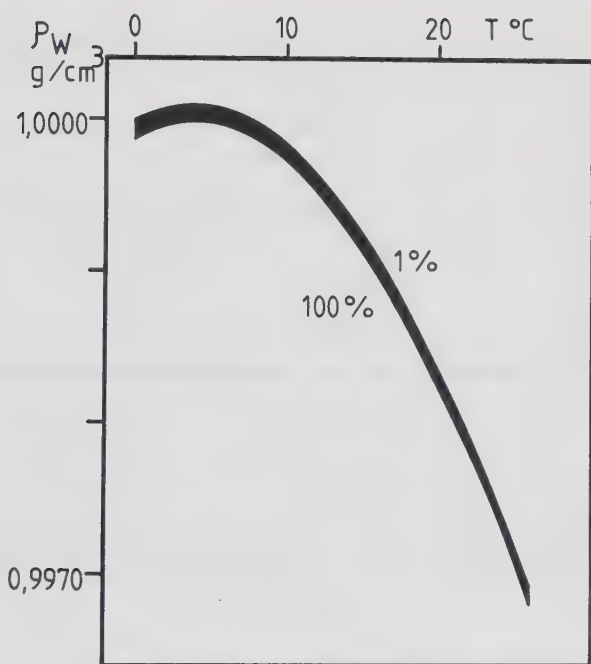


Abb. 13: Einfluss des Schwebstoffgehaltes auf die Dichte des Wassers. Die obere Begrenzung der Kurve gibt die Temperatur-Dichte-Funktion des Wassers bei 1%-Transmission, die untere diejenige bei 100%-Transmission an.

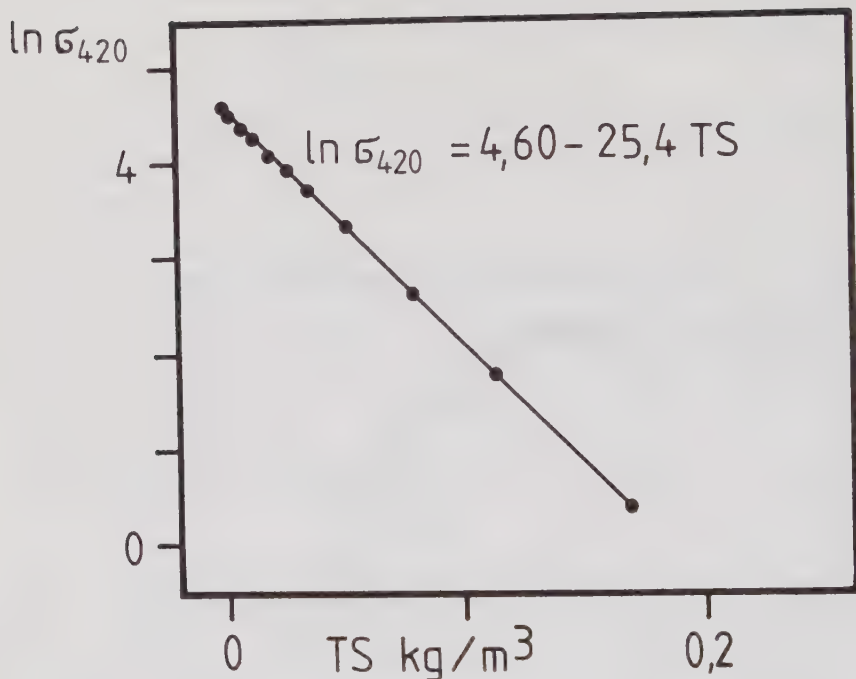


Abb. 14: Zusammenhang zwischen Transmission und Trockensubstanzgehalt der anorganischen Trübstoffe des See- und Zuflusswassers. σ_{420} ist die prozentuale Transmission des Wassers bei 420 nm (10 cm Küvette); TS ist die Schwebstoffkonzentration (kg/m^3).

6.6 Nitrat-, Orthophosphat-, Gesamtphosphor- und Schwebstofffrachten

Zur Berechnung der Nährstoff- und Schwebstoffeinschichtung im See benötigt das Modell DYRESM5A die mittleren täglichen Konzentrationen der einzelnen Seezuflüsse. Da ich nur während der Seeprobenahmen und der 24-Stunden-Probenahmen die Zuflüsse untersuchen konnte, musste eine geeignete Methode entwickelt werden, um die mittleren täglichen Nähr- und Trübstoffkonzentrationen zu schätzen. Im folgenden wird die Trübstoffkonzentration immer als prozentuale Transmission bei 420 nm angegeben.

Die Frachten des Pumpzuflusses:

Die Nähr- und Trübstoffkonzentrationen im Rempenbecken schwanken wegen der komplexen hydrologischen Verhältnisse unvorhersehbar. Statistische Modelle liefern keine brauchbaren Schätzwerte. Ich verwende deshalb die arithmetischen Mittelwerte aus den Konzentrationen der 14-täglichen Sammelproben.

Die Frachten der natürliche Seezuflüsse:

Keller (1982), Keller&Weibel (1984) und Davis&Keller (1983) haben die Nitrat-, Ammonium-, und Schwebstofffrachten voralpiner Bäche im Bereich des Alpthal-Einzugsgebietes bestens untersucht. Da die geologischen sowie land- und forstwirtschaftlichen Charakteristika dieses Gebietes weitgehend mit denen des Wägitales übereinstimmen, lassen sich die Erkenntnisse der Autoren gut auf unsere Seezuflüsse übertragen.

Die Autoren zeigen, dass die Variation der Nährstoffkonzentrationen sich aus einer saisonalen, einer abflussbedingten und einer temperaturbedingten Komponente zusammensetzt.

Die Verhältnisse für Orthophosphat und Gesamtphosphor sind von Gächter & Furrer (1972) für das schweizerische Mittelland und die Vorlpenregion beschrieben worden. Ihre Untersuchungen lassen vermuten, dass auch für die Variation der Orthophosphat- und Gesamtphosphorkonzentrationen in den Zuflüssen die gleichen Ursachen verantwortlich sind.

Ein Verfahren zur Schätzung der Nähr- und Trübstoffkonzentrationen:

Die Nähr- und Schwebstoffkonzentrationen der Zuflüsse des Wägitaler Sees wurden nur stichprobenartig untersucht (maximal 78 Messwerte pro Zufluss und Stoff). Die Ergebnisse der oben zitierten Autoren legen jedoch nahe, dass die mittleren täglichen Konzentrationenmittels der Approximation von Gleichung 28 geschätzt werden können.

$$K = A \cdot 0,5 \cdot B \cdot \sin((t - t_0) \cdot 2\pi / 364,25) + C \cdot Q \cdot D \cdot T \cdot E$$

[28]

K	Nährstoff-, resp. Schwebstoffkonzentration ($\mu\text{g/l}$, resp. %)
A	Ordinatenabschnitt der Sinus-Funktion ($\mu\text{g/l}$, resp. %)
B	Amplitude der Sinus-Funktion ($\mu\text{g/l}$, resp. %)
t_0	Phasenverschiebung der Sinus-Funktion (d)
C	Steigung der Regressionsgeraden der Konzentrations- Abflussbeziehung
D	Steigung der Regressionsgeraden der Konzentrations- Wassertemperaturbeziehung
E	Summe der Ordinatenabschnitte der linearen Terme ($\mu\text{g/l}$, resp. %)
t	Zeit (d)
Q	Abflussvolumen der Seezuflüsse pro Tag ($1000 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$)
T	Temperatur der Seezuflüsse ($^{\circ}\text{C}$)

Keller (1982) und Keller&Weibel (1984) haben die Nährstofffrachten und -konzentrationen als Potenzfunktion der Abflussvolumina der Bäche beschrieben. Ausserdem haben sie ihre Proben nicht zeitproportional wie in dieser Untersuchung, sondern abflussproportional erhoben. Da die Restvarianz um die angepasste Potenzfunktion bei Keller trotzdem hoch ist, habe ich einfache lineare Konzentrations - Abfluss - Beziehungen berechnet. Die Anpassung der Gleichung 28 erfolgte mit der Methode der kleinsten Quadrate (vgl. Methodik) wie folgt:

Zuerst wurden die Koeffizienten A, B und t_0 der Sinusfunktion bestimmt. (Letztere beschreibt die Saisonalität der Konzentrationen im Zuflusswasser.) Mit den Residuen der Sinusfunktion wurde anschliessend der Koeffizient C der Konzentrations - Abfluss - Beziehung bestimmt; und mit den Residuen der Summenfunktion (Sinusfunktion plus Abflussfunktion) wurde der Koeffizient D der Temperaturfunktion optimiert. E ergibt sich aus der Summe der Ordinatenabschnitte der Abfluss- und der Temperaturfunktion.

Wenn eine oder mehrere der drei Teilfunktionen nicht signifikant sind (vgl. Methodik), so wird auf diese Funktion/en verzichtet. Die Approximation erfolgt dann nur mit den restlichen Teilfunktionen.

Ergebnisse: Die Konzentrationen der Nähr- und Schwebstoffe sind bei allen Zuflüssen mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von kleiner 10 % normal verteilt.

Tab. 11 (Anhang) enthält die Ergebnisse der Mittelwertberechnungen. Sie zeigt, wie stark die Schwankungen für die Schwebstoffgehalte (minimale Transmission: 0,4 %; maximale Transmission: 99,9 %) und wie gering die Schwankungen für Orthophosphat (minimale Konzentration: 0 µg/l; maximale Konzentration: Innerthalbach 45 µg/l) sind.

Die Ergebnisse der Anpassung der Sinusfunktion von Gleichung 28 sind in Tab. 12 (Anhang) aufgeführt. Meist ist das Bestimmtheitsmass grösser als 0,4, was die Annahme eines periodischen Zusammenhangs zwischen Konzentration und Jahreszeit bestätigt. Bestimmtheitsmasse kleiner 0,2 treten nur beim Ziegenbach (Gesamtposphor) auf. Diese Funktion wird deshalb bei der Anpassung nicht benützt.

Tab. 13 (Anhang) enthält die Resultate der linearen Regressionen. Die Regressionsfunktionen sind nur aufgeführt, wenn die Bestimmtheitsmasse mindestens 0,2 und die Irrtumswahrscheinlichkeiten der Koeffizienten C und D nicht grösser als 10 % sind.

Die multiplen linearen Regressionen ergeben folgendes Bild:

- Ausser dem Gesamtposphor beim Ziegenbach und der Schwebstoff- und Nitratkonzentrationen beim Innerthalbach sind keine Konzentrationen temperaturabhängig.
- Der Nitratstickstoff ist beim Innerthalbach mit dem Abflussvolumen negativ korreliert. Das heisst, dass die von Gächter&Furrer (1972) postulierte Verdünnung von Abwassernitrat bei grossem Abfluss nur beim Innerthalbach statistisch abgesichert ist.

- Die Schwebstoffkonzentrationen sind immer stark positiv mit den Abflussvolumina korreliert (Bestimmtheitsmass: Maximum: Schrärbach 0,63; Minimum: Aberenbach 0,24).
- Gesamtphosphor korreliert beim Schrärbach ($R^2 = 0,4$) relativ gut mit dem Abfluss. Dies entspricht Gächter&Furrers (1972) Annahme, dass Phosphor vor allem durch Erosion in die Bäche gelangt.
- Orthophosphat ist nur beim Aberenbach leicht positiv ($R^2 = 0,24$) mit dem Abflussvolumen korreliert.

Es muss erwähnt werden, dass sich die Korrelationskoeffizienten der multiplen linearen Regressionen stark erhöhen, wenn ich die Angleichung an die Sinusfunktion nicht berücksichtige. Dies legt den Schluss nahe, dass die Wassertemperatur womöglich allein in der Lage gewesen wäre, die Jahresperiodizität zu beschreiben.

Tab. 14 (Anhang) fasst die Regressionsrechnungen zusammen. Insgesamt stellt die angewendete Methode einen zwar nicht ganz optimalen, aber doch für die Zielsetzung der Arbeit gangbaren Weg zur Abschätzung der Nähr- und Trübstoffkonzentrationen in den natürlichen Zuflüssen des Wägitaler Sees dar.

Kapitel VII
MISCHUNGSPROZESSE IM SEE UND EICHUNG DES MODELLS
DYRESM5A

7.1 Einschichtung der Zuflüsse

7.1.1 Natürliche Seezuflüsse

Der Reibungskoeffizient c_D von Gleichung 16 ist theoretisch für jeden Zufluss verschieden. In der Praxis kann man jedoch für Seezuflüsse mit ähnlicher Gerinnemorphologie den gleichen c_D -Wert wählen. Dies ist der Fall beim Schrärbach, Aberenbach, Ziggenbach und Innerthalbach, die ähnliche Oeffnungswinkel des Gerinnebett - Querschnittes aufweisen und felsigen Untergrund besitzen.

Beim Schlierenbach beträgt der Oeffnungswinkel fast 180° . Es hat sich gezeigt, dass der Schlierenbach bei seiner Einschichtung vernachlässigbar wenig mit Seewasser durchmischt wird, was daran liegen dürfte, dass er sehr flach in den See einmündet und dass sein Gerinnebett aus Schlamm und feinem Kies besteht. Für den Schlierenbach kann man deshalb den Algorithmus, der die Verdünnung berechnet, vernachlässigen.

Die Eichung der Verdünnung des Zuflusswassers muss in Zeiten schwacher Seeschichtung erfolgen, da dann die Einschichtttiefen sehr sensibel auf geringe Dichtedifferenzen des Zuflusswassers reagieren und man so den Eichwert c_D am genauesten festlegen kann. Bei den anderen Zuflüssen (Schrärbach, Aberenbach, Ziggenbach und Innerthalbach) ist der Reibungskoeffizient c_D empirisch bestimmt. Dazu berechne ich die Einschichttiefen für das Frühjahr 1984 und vergleiche sie mit den gemessenen Tiefenprofilen für die Wassertrübung und die Gesamtphosphorkonzentration. Bei

grossen Wasserführungen der Seezuflüsse können die Einschichttiefen als Horizonte erhöhter Trübung und Phosphorkonzentration identifiziert werden. Ausserdem können Einschichtungen von Aufwuchsalgen der Seezuflüsse herangezogen werden. Typische Vertreter des eingeschwemmten Periphytons sind *Navicula cryptocephala*, *N. schönfeldii* und *N. longirostris*.

Für die Eichung habe ich die Frühjahrsmonate April bis Juni 1984 gewählt (Abb. 15). Es wird klar ersichtlich, dass für $c_D=0,13$ das Gesamtphosphor und die Trübung gute Indikatoren für die Einschichttiefe darstellen.

Um die Richtigkeit des so gefundenen c_D -Wertes zu überprüfen, berechne ich die Einschichttiefen für das Jahr 1983. Die Trübungs- und Gesamtphosphorhorizonte für die ausgewählten Beispiele vom Herbst 1983 (Abb. 15) zeigen eine gute Uebereinstimmung. Dagegen sind die Einschichtungen der *Navicula*-Arten am 17. Oktober 1983 und am 28. November 1983 recht verschieden von denen der Zuflüsse. Dies lässt sich dadurch erklären, dass die Algen im Gegensatz zu den Trübstoffen und dem partikulären Phosphor langsam sedimentieren. Oft kann beobachtet werden, dass die Algen in Gallertmassen eingebettet sind, was deren Sedimentation nochmals verlangsamen dürfte.

Die für die Zuflüsse Schräblichbach, Aberenbach, Ziegenbach und Innerthalbach gefundenen c_D -Werte (0,13) sind viel grösser, als die Werte Imbergers (1979) für den Collieriver am Wellington Reservoir ($c_D = 0,05$). Dies liegt daran, dass unsere Zuflüsse Bergbäche sind, deren Gerinnebetten ausser beim Schlierenbach mit grossen Felsbrocken übersät sind, die eine intensive Durchmischung mit Seewasser gewährleisten.

7.1.2 Pumpzufluss

Was den Pumpzufluss betrifft, so zeigen die Ergebnisse in Abb. 15, dass die Verdünnung mit dem Ansatz aus Kapitel V richtig berechnet wird.

Zwischen dem 17. Mai 1984 und dem 1. Juni 1984 nimmt die Transmission des Tiefenwassers von unter 80 % auf fast 90 % zu. Dies ist dadurch bedingt, dass der Pumpzufluss in ca. 10 m Tiefe einschichtet und somit keine Trübstoffe mehr direkt ins Hypolimnion gelangen. Das hypolimnische Wasser wird durch Sedimentation der darin enthaltenen Trübstoffe klarer.

Zusätzliche Trübstoff- und Gesamtphosphorhorizonte, die in Abb. 15 nicht auf die momentanen Zuflussereignisse zurückzuführen sind (z.B. am 14. September 1983 in 2,5 m Tiefe und am 17. Mai 1984 unterhalb 25 m Tiefe), lassen sich ausnahmslos mit Zuflussereignissen erklären, die weniger als eine Woche zurückliegen.

Ich habe bei der Besprechung der Eingabedaten der Wassertemperaturen der Zuflüsse darauf hingewiesen, dass die Wassertemperaturen der natürlichen Zuflüsse im Juli und August um ca. 3 °C und die des Pumpzuflusses von Mai bis September um ca. 2 °C zu hoch geschätzt werden. Bei den natürlichen Zuflüssen wird die Einschichttiefe durch die Abweichung nur minimal beeinflusst, da die Temperaturschichtung im Juli und August sehr stark ausgeprägt ist. Dazu kommt, dass die Zuflüsse, ausser dem Schlierenbach, 3 bis 5 mal mit wärmerem Seewasser verdünnt werden bis sie ihre Einschichttiefe erreicht haben. Dies verringert den Fehler der Einschichttiefe so stark, dass er kaum noch feststellbar ist.

Wegen der Verdünnung des Pumpwassers mit kaltem Tiefenwasser des Sees ist auch dort der Fehler vernachlässigbar gering.

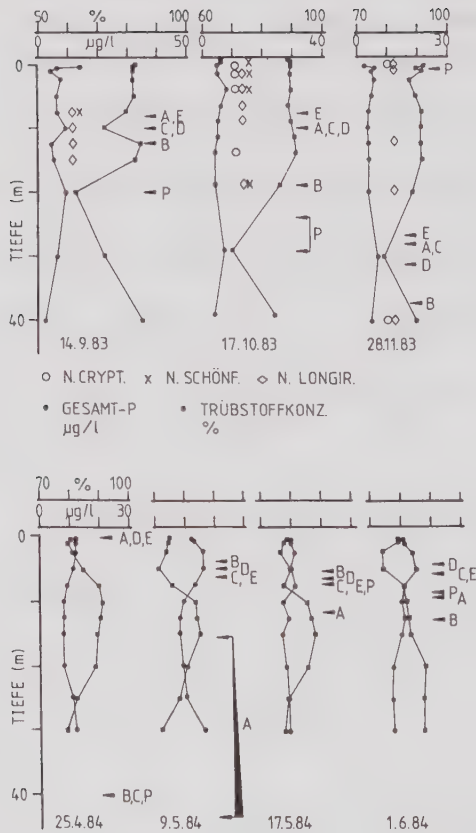


Abb. 15: Vergleich der Einschichttiefen der Zuflüsse mit den Gesamtphosphor- und Trübstoffprofilen im See. A = Schrähabach, B = Schlierenbach, C = Aberenbach, D = Ziegenbach, E = Innerthalbach, P = Pumpzufluss.

7.2 Mischungsprozesse im Seekörper

Die Eichung der einzelnen Terme, die für die Durchmischung im Seekörper verantwortlich sind (vgl. Kapitel V), erfolgt über den Vergleich zwischen gemessenen und berechneten mittleren täglichen Temperaturen. Die Eichsimulationen umfassen die Zeit vom 16. März 1983 bis zum 28. Februar 1984 und vom 25. April 1984 bis zum 12. Juli 1984. Die Eichparameter wurden auf die gemessenen Temperaturen einer der beiden Perioden angepasst und mit denen der zweiten Periode auf ihre Uebertragbarkeit kontrolliert (Validierung des Modells).

Da die Erfassung der Temperaturen in der Vertikalen des Sees im Rahmen des vorliegenden Projektes nur in 12 verschiedenen Seetiefen erfolgte, sind der Bestimmung der Eichkonstanten praktische Grenzen gesetzt.

Besonderen Wert habe ich darauf gelegt, dass die Temperaturen im Frühjahr und Herbst richtig simuliert werden, denn in diesen Perioden geben Abweichungen der berechneten von den gemessenen Temperaturprofilen die grössten Fehler bei der Berechnung der Nährstoffversorgung der trophogenen Schicht.

7.2.1 Windinduzierte Durchmischung im Epilimnion

Die Eichung der Grösse η (vgl. Gleichung 9), der Effizienz der Umsetzung von Windenergie in turbulente kinetische Energie des Wassers, muss an Tagen geringer Temperaturschichtung und starker mittlerer Winde erfolgen.

Vergleicht man die gemessenen Seetemperaturen mit den mittleren täglichen Windgeschwindigkeiten, so fällt auf, dass es kein einziges Windereignis gibt, das zu einer merklichen Zunahme der Durchmischungstiefe des Epilimnions führt. Das gleiche gilt für die simulierten Seetemperaturen, wenn für η der von Imberger (1979) für das Wellington Reservoir angenommenen Wert von 1,23 gewählt wird.

Bei den statistischen Untersuchungen konnte ebenfalls kein Zusammenhang zwischen der vom Wind eingetragenen Energie und der Durchmischungstiefe z_m nachgewiesen werden.

Zwar besteht kein nachweisbarer Zusammenhang zwischen Wind und Durchmischungstiefe, doch sind die obersten 2 bis 4 m des Sees bei den simulierten Temperaturprofilen während der Frühjahrs- und Sommermonate fast immer durchmischt. Bei den gemessenen Temperaturen hingegen kann in dieser Zeitperiode praktisch nie ein Epilimnion festgestellt werden. Es stellt sich deshalb die Frage, ob die berechnete Durchmischung tatsächlich auf den Wind, das heisst auf den Term $\eta^3 \cdot u_*^3$ von Gleichung 9, zurückzuführen ist. Wenn ich $\eta = 0$ setze, ändert sich jedoch nichts an der Durchmischungstiefe. Demnach ist der Einfluss des Windes auf die Mischung in Gleichung 9 unbedeutend und $\eta = 1,23$ kann beibehalten werden. Die im Modell (fälschlicherweise) produzierte Mischung muss also eine andere Ursache haben (siehe unten).

Warum der Wind als treibende Kraft für die Durchmischung des Epilimnions im Wägitaler See keine Rolle spielt:

Imboden (1983) beobachtet am Baldegger See von April bis August 1981 während 25 % der Tageszeit eine durchmischte Zone. Die Durchmischung führt er auf Winde zurück, die grösser als 1,5 m/s sind. Kleinere Winde als 1,5 m/s verursachen während des Tages keine Durchmischung.

Eine ähnliche Beobachtung machte Hansen (1978) an einem schwedischen See. Dort erzeugten Winde grösser als 3 m/s Langmuir-Zellen.

Boyce (1974) zählt die Langmuir-Zellen zu den wichtigsten Prozessen, die die Mischung des Epilimnions durch den Wind verursachen. Die Entstehung von Langmuir-Zellen ist noch nicht restlos geklärt, doch treten sie

1. vor allem bei grösseren Windgeschwindigkeiten ($> 2\text{ m/s}$) von einer bestimmten Dauer,

2. während Zeiten abnehmender Stabilität und

3. in Seen mit einer ausreichenden Windangriffsfläche (engl. fetch) auf.

Für den Baldegger See, der eine ähnliche Länge wie der Wägitaler See hat, sind die erste und die letzte der Bedingungen erfüllt. Ein Grossteil der Winde greift in der Seelängsachse an.

Beim Wägitaler See sind die Windverhältnisse komplizierter. Der See ist gegen Westen, Osten und Süden von den Bergen gegen Winde abgeschirmt. Vorherrschend sind Windrichtungen in der Seelängsachse von Norden nach Süden und in geringerem Umfang von Süden nach Norden.

Die mittlere tägliche Windgeschwindigkeit, berechnet aus den Tagesmitteln der dritten Potenzen der mittleren stündlichen Windgeschwindigkeiten, beträgt während der Untersuchungsperiode 2,4 m/s. Die grösste beobachtete mittlere tägliche Windgeschwindigkeit betrug 6,2 m/s. 10 % der täglichen Winde sind kleiner 1,6 m/s, 90% kleiner 2,0 m/s und 95 % kleiner 2,4 m/s. Das heisst, 80 % der mittleren täglichen Windgeschwindigkeiten liegen zwischen 1,6 und 2,0 m/s. Die meisten dieser Winde sind durch Thermik verursacht. Sie haben immer die gleiche Windrichtung (NNW) und treten während des ganzen Jahres bei schönem Wetter zwischen 11.30 und 15.30 Uhr auf. Die Windspitzen können bis 7 m/s erreichen.

Diese relativ starken Winde sind jedoch immer mit starker Sonneneinstrahlung verbunden. Letztere wirkt anscheinend genügend stabilisierend, um eine Durchmischung zu verhindern. Das gleiche gilt mit Einschränkungen auch für Föhnstürme (Windrichtung: SO).

Was den Windangriff anbelangt, so konnte beobachtet werden, dass alle Winde, auch Gewitterstürme, nur im vorderen Drittel des Seebeckens - bei der Staumauer - grössere Wellen zu erzeugen vermögen. Die Windangriffsfläche ist somit gering.

Das bedeutet zusammenfassend:

- Der Wägitaler See ist von drei Seiten gut gegen den Wind abgeschirmt.

- Im Wägitaler See ist die Windangriffsfläche zu gering, um Langmuirzellen zu erzeugen.
- Die destabilisierende Wirkung der vorherrschenden, thermischen Winde wird durch die Erwärmung des Wassers durch die Sonneneinstrahlung wettgemacht.

Die Abschirmung des Windes in anderen Seen:

Dass die Abschirmung des Windes auch in anderen Voralpenseen die Durchmischung des Epilimnions verhindern kann, hat Imboden (1981) am Beispiel des von den Bergen windgeschützten Gersauerbeckens des Vierwaldstätter Sees gezeigt. Die Monin-Obukov-Länge liegt dort zwischen April und Juli zwischen 0 und 1 m.⁸ Dagegen hat der Schluchsee ein gut ausgeprägtes Epilimnion (Elster&Schmolinsky, 1953). Er liegt nämlich in einem Taleinschnitt, der den Angriff von Westwinden begünstigt.

Somit wird klar, dass die windinduzierte Durchmischung u.a. sehr stark von der Geländetopographie abhängt.

7.2.2 Konvektive Durchmischung

Aus Gleichung 11 und 9 ist ersichtlich, dass der Koeffizient c_K die Effizienz der Mischung durch Konvektion bestimmt. Imberger (1979) wählt $c_K = 0,125$.

c_K muss in Perioden starker konvektiver Mischung, also im Herbst und im Frühjahr, geeicht werden, da es einen grossen Einfluss auf die Durchmischungstiefe hat.

Die Mischungseffizienz ist mit Imbergers Wert $c_K = 0,125$ zu gross. Der See wird mit diesem Wert im Frühjahr zu lange vollständig durchmischt. Dadurch sind nach erfolgter Schichtung die Temperaturen des hypolimnischen Wassers um durchschnittlich 0,8 °C zu hoch. Gleichzeitig durchmischt der See im Herbst zu früh bis zum Grund. Setzt man $c_K = 0,01$, so können diese

⁸ Die Monin-Obukov-Länge ist jene Durchmischungstiefe, bei der sich potentieller und kinetischer Energiefluss die Waage halten.

Fehler behoben werden.

Die Durchmischungstiefe des Epilimnions wird im Sommer wenig von der Konvektion beeinflusst, weil es im Mittel von 24 Stunden kaum zur Abkühlung des Oberflächenwassers kommt. Mit $c_K = 0,01$ vermindert sich die Durchmischungstiefe des Epilimnions gegenüber den Werten bei $c_K = 0,125$ nur um einige Dezimeter.

Simuliert man die Temperaturen des Frühjahrs 1984 mit $c_K = 0,01$, so beginnt der See sich zum richtigen Zeitpunkt zu schichten. Gemessene und berechnete Werte weichen im Hypolimnion um maximal $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ voneinander ab.

Die erwähnte Wahl von η und c_K ergibt für $\eta^3 \cdot c_K = 0,019$. Dieser Wert liegt an der unteren Grenze der von Imberger (1979) diskutierten Werte.

7.2.3 Mischung durch Dämpfung interner Wellen

Der Parameter c_S (vgl. Gleichung 8), das heisst die Effizienz der durch die Scherung an der Sprungschicht entstehenden Turbulenzen für die vertikale Mischung, beeinflusst den Temperaturgradienten, indem er die Durchmischung des Epilimnions und die Steilheit des Temperaturgradienten der Thermoklinen mitbestimmt. Mit zunehmendem c_S wird die Durchmischungstiefe grösser und die Thermokline schwächer ausgeprägt. Dieser Mechanismus wirkt sich besonders im Frühjahr bei beginnender Temperaturschichtung aus.

Ähnliche Auswirkungen auf die Steilheit des Temperaturgradienten in der Thermoklinen haben Änderungen der Grösse des Eddydiffusionskoeffizienten. Warum ich c_S verändern muss, um die Thermokline richtig zu simulieren, wird im Abschnitt über die Eichung des vertikalen Eddydiffusionskoeffizienten begründet werden.

Imbergers (1979) Wert ($c_S = 0,2$) ist viel zu klein. Abb. 16 zeigt Temperaturprofile im Frühjahr und Sommer 1984 für den optimalen Wert $c_S = 1,05$,

für einen zu grossen Wert $c_S = 2,0$ und für $c_S = 0,2$. Mit $c_S = 1,05$ wird die Steilheit der Thermokline und somit der Energieeintrag ins Hypolimnion gut wiedergegeben. Kaum beeinflusst wird im Sommer jedoch die Durchmischungstiefe des Epilimnions durch ein Vergrössern von c_S .

Zu einer dieses Ergebnis bestätigenden Beobachtung gelangte Hirata (1983). In einem 94 m tiefen, 6,5 km langen und 1,9 km breiten, geschichteten Japanischen See stellte er fest, dass Seiches die Durchmischungstiefe des Sees während der Sommerstagnationsperiode kaum beeinflussen.

Während der Zeit der beginnenden Temperaturschichtung des Sees bewirken kleine Änderungen von c_S grosse Änderungen der Durchmischungstiefe und der Steilheit des Temperaturgradienten. Deshalb kann c_S auf zwei signifikante Ziffern genau bestimmt werden.

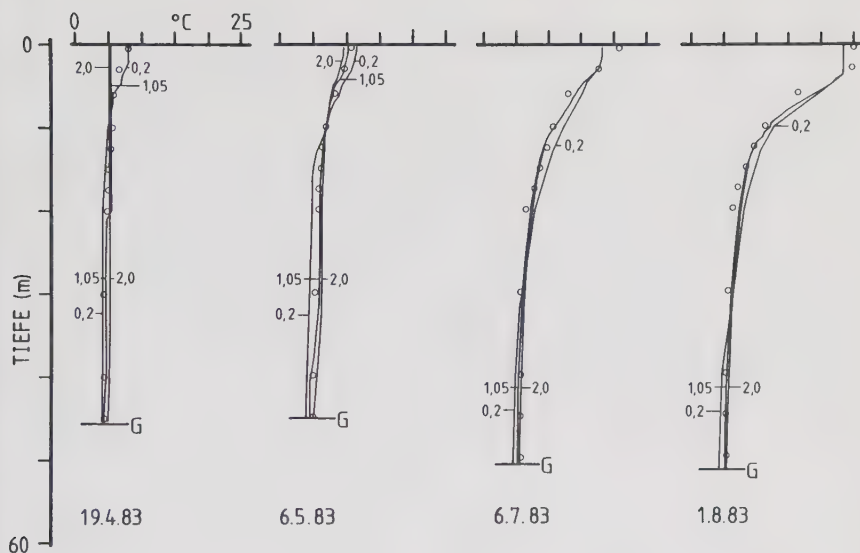


Abb. 16: Berechnete Temperaturprofile bei verschiedenen Werten für c_S im Frühjahr und Sommer 1984. Ausgezogen Temperaturkurven für $c_S = 0,2 / 1,05 / 2,0$; $\eta = 1,23$; $c_K = 0,01$; $\kappa = 0,048$; Kreise = gemessene Temperaturwerte; G = Seegrund.

7.2.4 Vertikale Mischung durch Eddydiffusion

Unsere Versuche, die Eichkonstante zur Berechnung des vertikalen Eddydiffusionskoeffizienten, κ , optimal zu bestimmen, haben gezeigt, dass der von Imberger (1979) gewählte Ansatz (Gleichung 13) unzureichend ist.

In Gleichung 13 sind die vom Wind und von den Zuflüssen eingetragenen Energieanteile über den Koeffizienten κ gleich stark gewichtet. Dies trifft beim Wägitaler See nicht zu.

Um diese Behauptung zu belegen, habe ich **zwei Szenarien** durchgerechnet und miteinander verglichen. Tab. 8 enthält die Kenndaten beider Szenarien. Abb. 17 gibt die Ergebnisse wieder.

Bei beiden Szenarien wurden die Temperaturen der Pumpzuflüsse nicht um den systematischen Fehler korrigiert - dies ist einer der Gründe, warum die berechneten Wassertemperaturen ab dem 21. August 1983 zwischen 10 m und 40 m Tiefe bei beiden Szenarien zu hoch werden. Um die beiden Szenarien zu diskutieren, unterteile ich die ganze Simulationsperiode (16. März 1983 bis 24. November 1983) in zwei Zeitabschnitte (16. März 1983 bis 27. Juli 1983 und 27. Juli 1983 bis Mitte Oktober 1983). Die Unterteilung in zwei Perioden ist sinnvoll, da am 27. Juli 1983 mit dem Pumpspeicherbetrieb begonnen wurde. Damit kann die Eddydiffusion im Hypolimnion in der ersten Periode unabhängig vom Pumpzufluss besprochen werden.

Tab. 8: Rechenszenarien für die Eichung der Eddydiffusion

κ = Eichkonstante zur Berechnung des vertikalen Eddydiffusionskoeffizienten, c_S = Effizienz der Umwandlung, der durch Scherung produzierten Mischungsenergie; c_K = Effizienz der Umsetzung der potentiellen Energie, die durch Abkühlung und Evaporation frei wird, in Mischungsenergie; η = Effizienz der Umsetzung von Windenergie in Mischungsenergie; $P_{S,Z}$ = Mass für die eingetragene Mischungsenergie der natürlichen Zuflüsse (vgl. Gleichung 13); $P_{S,P}$ = Mass für die eingetragene Mischungsenergie des Pumpzuflusses (vgl. Gleichung 13).

1. Szenarium:

- $\kappa = 0,048$ (Eichwert Imbergers)
- $c_S = 2,0$
- $c_K = 0,01$
- $\eta = 1,23$
- $P_{S,Z} = 0,5$
- $P_{S,P} = 0,01$

2. Szenarium:

- $\kappa = 0,4$
- $c_S = 2,0$
- $c_K = 0,01$
- $\eta = 1,23$

Simulationsperiode 16. März 1983 bis 27. Juli 1983:

Vom 16. März 1983 bis zum 27. April 1983 wird dem See kein Pumpwasser zugeführt. Ab Anfang April bis Ende Juni führen die Zuflüsse mit im Durchschnitt mehr als $300 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ viel Schmelzwasser. Der Juli ist

trocken. Der mittlere Zufluss liegt unter $100 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$. Die Zuflüsse schichten sich ausser dem Schlierenbach ab Mai in den obersten 10 m ein. Vorher ist ihre Einschichttiefe über die ganze Seetiefe verteilt. Starke Winde treten in der dritten Aprilwoche ($P_w = 270 \cdot 10^{-6} \text{ W/m}^2\text{d}$) und vom 11. bis zum 18. Mai 1983 ($P_w = 240 \cdot 10^{-6} \text{ W/m}^2\text{d}$) auf. Thermik kann ab Mitte Juni bis Ende Juli praktisch täglich beobachtet werden.

Wie Abb. 17 zeigt, beschreibt das zweite Szenarium mit $\kappa = 0,4$ die Temperaturverhältnisse im Meta- und Hypolimnion vom 16. März bis zum 27. Juli 1983 befriedigend. Für $\kappa = 0,048$ (erstes Szenarium) wird der Temperaturgradient im Metalimnion jedoch zu steil. Das ändert sich nicht, wenn ich P_s , die von den Zuflüssen eingetragene TKE, mit 1,0 statt mit 0,5 multipliziere. Daraus ergibt sich die Frage:

Warum ist κ im Wägitaler See ca. 10 mal grösser als im Wellington Reservoir (Imberger, 1979)?

Die Antwort ist darin zu suchen, dass offenbar im Wägitaler See ein grösserer Anteil der TKE durch die Sprungschicht ins Hypolimnion gelangt, das heisst, dass ein kleinerer Anteil für die Mischung in der Oberflächenschicht zur Verfügung steht. Ähnliche Beobachtungen konnten J. Wüst und D. Imboden (mündliche Mitteilung) im Baldegger- und Sempacher See machen. Weil eine Verdoppelung der Effizienz der von den Zuflüssen eingetragenen TKE (vgl. oben) keinen merklichen Einfluss auf den Temperaturgradienten hat, muss es die vom Wind eingetragene TKE sein, die ins Hypolimnion übertragen wird.

Borer (1985) konnte nachweisen, dass am Nachmittag des 20. September 1983 ein während 3 Stunden wehender Wind mit einem durchschnittlichen TKE-Eintrag von $ca. 50 \times 10^{-6} \text{ W/m}^2\text{h}$ eine Seiche auslöste, die während zwei Tagen als interne Welle zu erkennen blieb. Die für die Auslösung einer solchen Seiche benötigte Energie wird von den thermischen Winden an mehr als der Hälfte der Schönwettertage aufgebracht. Die thermischen Winde bla-

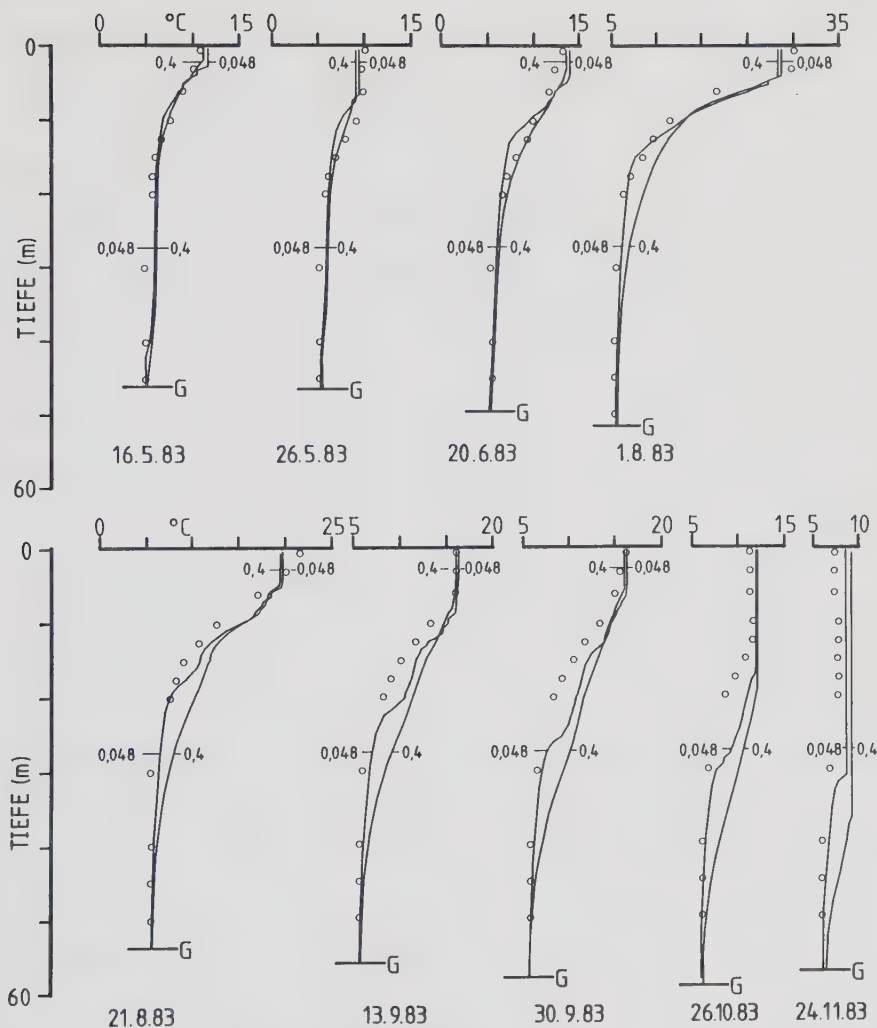


Abb. 17: Berechnete Temperaturprofile (Linien) für verschiedene κ -Werte. Kreise = gemessene Temperaturen; $\kappa = 0,048$ ($c_S = 2,0$; $\eta = 1,23$; $c_K = 0,01$; TKE des Pumpwassers $\times 0,01$; $P_{S,P} \cdot 0,01$; $P_{S,Z} \cdot 0,5$); $\kappa = 0,4$ ($c_S = 2,0$; $\eta = 1,23$; $c_K = 0,01$); $P_{S,Z}$ = Mass für die eingetragene Mischungsenergie der natürlichen

Zuflüsse; $P_{S,P}$ = Mass für die eingetragene Mischungsenergie des Pumpzuflusses; G = Grund.

sen von Norden nach Süden, also in der Seelängsachse. Dies dürfte der Grund sein, warum bereits schwache Winde Seiches erzeugen.

Dadurch, dass die Thermokline während der ganzen Schichtungsperiode einen kleinen Temperaturgradienten aufweist - die Gründe hierfür sind besonders auch bei der Einschichtung des Pumpwassers zu suchen - treten die von der Seichebewegung verursachten Reibungskräfte, die zu Kelvin-Helmholz-Wellen und somit zu Turbulenzen führen, nicht nur an einer vertikal eng begrenzten Sprungschicht, sondern praktisch über die gesamte Seetiefe auf. Dass ein kleiner Dichtegradient, also eine geringe Seestabilität, die Bildung von Turbulenzen zudem noch begünstigt, zeigte Imboden (1983) durch die Korrelation von k_z mit der Brunt-Väisala-Frequenz am Baldegger See.

Dass die Zuflüsse relativ wenig zur vertikalen Durchmischung des Wasserkörpers beitragen, liegt daran, dass das gesamte Zuflussvolumen sich auf eine grosse Zahl kleine und kleinster Zuflüsse verteilt. Diese Zuflüsse erzeugen zwar bei ihrer Einschichtung lokale Turbulenzen, sind aber nicht stark genug, um Seiches zu erzeugen, die ihrerseits zu einer Dissipation der eingetragenen TKE im ganzen See führen würden. Ein ähnliches Beispiel wird von Imberger (1979) für den Lake Argyle erwähnt.

Die Temperatur des Wassers nimmt in den untersten 20 m des Sees vom 16. Mai bis zum 20. Juni 1983 praktisch nicht zu. Der Grund dafür ist nicht bei der Eddydiffusion zu suchen, sondern bei der Tatsache, dass der Pegel in dieser Zeit um 3,5 m steigt, während kein Wasser abfließt. Alle Zuflüsse ausser dem Schlierenbach schichten in dieser Zeitspanne oberhalb 20 m ein und bilden so immer neue "Grenzschichten" für den Transport von

Wärme von der Seeoberfläche in die Tiefe. In der Isothermendarstellung der gemessenen Seetemperaturen Abb. 20 zeigt sich dies schön anhand des parallelen Verlaufs der 5 °C-Isotherme und der zunehmenden Tiefe des Seegrundes zwischen Mai und September 1983.

Simulationsperiode 27. Juli bis Mitte Oktober 1983:

Vom 27. Juli bis Mitte Oktober 1983 werden im Durchschnitt ca. $100 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ Wasser pro Tag in den See zurückgepumpt. Häufig auftretende Gewitter bringen über die natürlichen Zuflüsse bis zu $1500 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ Wasser pro Tag in den See. Die Gewitter im August und September sind meist mit starken Winden verbunden.

In dieser Periode zeigen sich zwei Dinge:

1. Die berechneten Temperaturen werden um den 1. August 1983 mit $\kappa = 0,4$ zwischen 10 und 40 m Tiefe innerhalb weniger Tage zu hoch; der für die Rechnung verwendete Eddydiffusionskoeffizient ist offenbar zu gross. Dies kann nur davon kommen, dass die vom Pumpwasser an das Seewasser abgegebene TKE überschätzt wird. Dass dies tatsächlich so ist, lässt sich dadurch beweisen, dass zwischen dem 26. Juli und dem 1. August der natürliche Zufluss extrem gering war und dass mit dem ersten Szenarium, das die TKE des Pumpwassers mit 0,01 multipliziert, das berechnete Temperaturprofil sich nicht innert weniger Tage ändert.

Woran es liegt, dass die **Abgabe von TKE des Pumpwassers an das Seewasser überschätzt** wird, ist wie folgt zu erklären. Brooks (mündliche Mitteilung, 1985) betont, dass der Pumpwasserstrahl bei seiner Einschichtung im See immer in der "Zone des sich entwickelnden Freistrahles" ist. In dieser Zone ist die Durchmischung mit umgebendem Seewasser gering, was bedeutet, dass eine geringe Impulsübertragung zwischen Zuflusswasser und Seewasser stattfindet.

Ein grosser Teil der TKE des Pumpwasserstrahles wird innerhalb des Strahles in Wärme umgewandelt. Breitet sich der Pumpwasserstrom erst einmal in seiner Einschichttiefe horizontal aus, dann kann angenommen werden, dass die Eddydiffusion des einschichtenden Wassers gleich der des umgebenden Seewassers ist (Imberger, 1979). Die vom Pumpwasser in den See eingetragene TKE ist somit vernachlässigbar gering.

2. In der Periode nach dem 27. Juli 1983 kann man die Temperaturabweichung beobachten, die durch die systematisch zu hoch geschätzten Zuflusswassertemperaturen während der Monate Juli bis November entsteht. Die berechneten Temperaturen des Metalimnions sind unabhängig von den Grössen der gewählten Eichkonstanten zu hoch.

Die beiden beschriebenen Fehler führen im Herbst zu extremen Abweichungen der berechneten von den gemessenen Temperaturprofilen.

Rechnet man das zweite Szenarium ($\kappa = 0,4$) mit korrigierten Pumpwassertemperaturen durch, und multipliziert dabei die TKE des Pumpwassers mit 0,01, so wird der berechnete Temperaturgradient immer noch zu klein. Die Differenz zwischen berechneter und gemessener Temperatur wird jedoch geringer (13. September 1983 in 20 m Tiefe: $\Delta T = 2^\circ\text{C}$).

Dies zeigt, dass die TKE der extremen natürlichen Zuflussereignisse nach dem 27. Juli 1983 ebenfalls deutlich überschätzt werden. Möglicherweise tritt hier gleichzeitig noch eine Ueberlagerung der von den natürlichen Zuflüssen und der von Gewitterböen eingetragenen TKE ein.

Schlussfolgerungen:

Wie zu sehen ist, werden die kinetische Energien der Zuflüsse und des Windes sehr unterschiedlich in Turbulenzen umgewandelt. Der in Gleichung 13 angegebene Ansatz für die Berechnung des vertikalen Eddydiffusionskoeffizienten mit einer Eichkonstanten ist schlecht auf die Verhältnisse im Wägita-

ler See übertragbar. Ein Algorithmus, der für die von Zuflüssen und Wind eingetragene turbulente kinetische Energie getrennte Eichparameter vorsähe, würde sicherlich bessere Resultate liefern. Ich habe diesen Weg nicht gewählt, da er ein intensiveres Studium der Mischungsprozesse voraussetzt, als es im vorliegenden Projekt möglich ist. Das Problem wurde deshalb über einen Umweg gelöst:

Die durch Scherung an der Sprungschicht eingetragene TKE (Gleichung 8) ist dem Quadrat der Differenz der Strömungsgeschwindigkeiten (ΔU) zweier horizontaler Schichten proportional. ΔU ist weiterhin nach Imberger (1979) proportional zu u^* . Da im Wägitaler See die Thermokline nicht scharf ausgebildet ist, ergeben sich über diesen Ansatz bei Seiches zwischen allen übereinanderliegenden Schichten, die nicht die gleiche Dichte besitzen, positive ΔU -Werte. Der Eintrag turbulenter kinetischer Energie ins Hypolimnion kann somit über die geeignete Wahl des Eichwertes c_S in Gleichung 8 gesteuert werden.

Dieses Vorgehen ist zwar theoretisch unsauber, erlaubt mir in der Praxis jedoch, die verschieden effiziente Nutzung der von Wind und Zuflüssen eingetragene TKE zu berücksichtigen.

Die besten Übereinstimmungen zwischen berechneten und gemessenen Werten erhalte ich mit $\kappa = 0,1$ und $c_S = 1,05$. Die Eddydiffusionskoeffizienten (k_z) liegen dann während des Sommers zwischen $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ in der

Sprungschicht und $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ in Tiefen mit geringem Temperaturgradienten. Sie liegen somit an der unteren Grenze der von Imboden et al. (1983) berechneten k_z -Werte für den Baldegger See.

Würde ein für den Wägitaler See adäquater Ansatz für die Eddydiffusion gewählt, so stimmten die Werte sicherlich besser mit denen des Baldegger Sees überein.

7.3 Diskussion der Ergebnisse der Eichungen

In Abb. 18 und Abb. 19 sind die Ergebnisse der Berechnungen der Seetemperaturen dargestellt. Sie beruhen auf folgenden Annahmen:

- Einschichtung der Zuflüsse: $c_D = 0,13$
- windinduzierte Mischung des Epilimnions: $\eta = 1,23$
- konvektive Durchmischung: $c_K = 0,01$
- Durchmischung durch die Dämpfung interner Wellen: $c_S = 1,05$
- Veränderung der TKE in der durchmischten Schicht: $C_T = 0,51$
- Eddydiffusion: $\kappa = 0,1$
- Korrektur der Pumpwassertemperaturen: $\Delta T = -2 \text{ } ^\circ\text{C}$
- Eintrag von TKE durch das Pumpwasser: Multiplikation mit Faktor 0,01
- Reflexionskoeffizient kurzwelliger Strahlung an der Seeoberfläche: $B_1 = 0,94$
- vertikaler Lichtextinktionskoeffizient: $\varepsilon = 0,41$
- Korrekturfaktor der Globalstrahlung vom 1. Oktober bis zum 31. März: 0,7
- Korrekturfaktor der absoluten Luftfeuchtheitswerte: 0,8

Die Modellrechnungen sind zeitlich in **drei Perioden** unterteilt:

- 21. Dezember 1982 – 28. Februar 1983
- 16. März 1983 – 28. Februar 1984
- 25. April 1984 – 12. Juli 1984

Die Simulationsrechnungen jeder dieser Perioden geht vom gemessenen Temperaturprofil des ersten Tages der Periode aus. Dieses Vorgehen ist notwendig, weil das Temperaturmodell nach dem Gefrieren des Sees die Berechnungen abbricht.⁹

⁹ Der See war vom 17. Februar 1983 bis zum 15. März 1983 und vom 19. Februar 1984 bis zum 17. April 1984 vollständig eisbedeckt. Die Eisschmelze erfolgte nach dem Aufbrechen der Eisdecke in beiden Jahren innerhalb von drei Tagen praktisch vollständig.

Vergleicht man die berechneten mit den gemessenen Temperaturprofilen in Abb. 18, so überrascht die gute Übereinstimmung. Die maximale Abweichung überschreitet 3 °C nie, ist unterhalb 5 m Seetiefe sogar immer kleiner als 2 °C. Sehr gut sind die Simulationsergebnisse vor allem auch im Frühjahr und Herbst, wo sich die Schichtungsverhältnisse innert kurzer Zeit stark ändern können.

Die Ergebnisse der Simulationen mit DYRESM5A sollen die Grundlage für die Interpretation der Phytoplanktodynamik im See bilden. Die für diesen Zweck benötigte Genauigkeit der Wiedergabe der Schichtungsverhältnisse wird mit dem verwendeten Modell erreicht.

Im folgenden diskutiere ich die **Abweichungen der berechneten von den gemessenen Wassertemperaturen** im einzelnen:

- **ABWEICHUNGEN DER OBERFLÄCHENTEMPERATUREN**

Betrachtet man die Mittelwerte der Abweichungen ($\Delta T^* = 0,04$ °C, $\sigma = 1,2$ °C)¹⁰ von berechneten und gemessenen Temperaturen in 0,5 m Tiefe, so ist praktisch kein systematischer Fehler während der Simulationsperiode bemerkbar.

Im Frühjahr sind die Abweichungen am grössten. Das liegt daran, dass das Oberflächenwasser des Sees stark aufgeheizt wird - zwischen dem 10. April und dem 20. Juli 1983 sind dies im Durchschnitt 0,2 °C pro Tag. Wenn in dieser Zeit die simulierte Erwärmung nur um wenige Tage vorausseilt oder hinterherhinkt, so bewirkt das beim Vergleich der Temperaturprofile einzelner Tage einen grossen Fehler. Im Frühjahr 1983 hinken die berechneten Oberflächentemperaturen immer ein wenig hinterher, während sie im Frühjahr 1984 um wenige Tage vorausseilen. Der

10

ΔT^* ist der Mittelwert der Abweichungen der berechneten von den gemessenen Oberflächentemperaturen. σ ist die Standardabweichung von ΔT^*

Fehler hierfür liegt wahrscheinlich bei der groben Korrektur der Eingabedaten für die Luftfeuchtigkeit und die Globalstrahlung.

- **ABWEICHUNGEN DER DURCHMISCHUNGSTIEFEN**

Während des Frühjahrs und des Sommers ist der See an der Oberfläche nur an wenigen Tagen bis 3 m Tiefe durchmischt. Bei den berechneten Temperaturprofilen hingegen erreicht man praktisch immer eine Durchmischungstiefe von 2 bis maximal 5 m. Die Abweichung konnte mit keinem der vorher diskutierten Eichkoeffizienten korrigiert werden.

Es gibt zwei mögliche Ursachen, den Fehler zu erklären:

Einerseits könnte c_T (vgl. Gleichung 8), der Koeffizient, der die Ungleichgewichtseffekte beim Eintrag von turbulenter kinetischer Energie, das heisst den "Verbrauch" von TKE für den Aufbau eines entsprechenden Energieniveaus beschreibt, zu klein sein. Andererseits ist der Lichtextinktionskoeffizient, ϵ , während der Schneeschmelze (April bis Mitte Juli) signifikant grösser als während der restlichen Monate ($\Delta\epsilon = 0,09$, Signifikanz der Abweichung bei $\alpha = 0,01$). Dies kann bedeuten, dass der See an der Oberfläche stärker erwärmt wird als in der Tiefe und somit stabiler wird.

Da der hier geschilderte Fehler der Abweichungen der Durchmischungstiefen gering ist, kann er vernachlässigt werden. Ausserdem liegen die Messfühler unserer Thermistorkette zwischen 0 und 10 m Tiefe zu weit auseinander, um die Ursachen des Fehlers genauer identifizieren zu können.

- **ABWEICHUNGEN DER TEMPERATUREN IM META- UND IM HYPOLIMNION**

Die Abweichungen im Meta- und Hypolimnion sind von März bis Juli 1983 und 1984 sehr gering ($< 1^\circ\text{C}$).

Vom 27. Juli 1983 bis zur Vollzirkulation im Dezember werden die Wassertemperaturen zwischen 10 und 40 m Tiefe um bis zu 2°C überschätzt. Dies liegt daran, dass die Temperaturen der natürlichen

Zuflüsse zwischen Juli und Oktober systematisch um bis zu 3 °C zu gross sind.

Zwischen dem 27. Juli und dem 15. Oktober 1983 gelangen ca. 100×10^6 m³ Wasser in den See. Dies ist mehr als 75 % des 1983 maximal gespeicherten Volumens des Sees. Da die Zuflüsse ab August vor allem unterhalb 10 m einschichten, wird klar, dass die berechneten Wassertemperaturen zwischen 10 und 40 m Seetiefe zu hoch sein müssen. Der Fehler ist insgesamt jedoch relativ gering, und die Wassertemperaturen der euphotischen Zone sind richtig berechnet. Deshalb habe ich auf eine Korrektur der Zuflusswassertemperaturen verzichtet.

• **ABWEICHUNGEN DER TEMPERATUREN IM WINTER**

Die Vollzirkulation des Sees erfolgt 1983 für berechnete und gemessene Temperaturen praktisch gleichzeitig in der dritten Dezemberwoche. Die anschliessende weitere Abkühlung des Sees mit gleichzeitiger vollständiger Durchmischung während des Januars 1984 wird vom Modell gut wiedergegeben. Ebenfalls gut simuliert werden die Verhältnisse der inversen Temperaturschichtung im Februar.

Nach dem 24. Dezember 1983 bis zum Auftauen der Eisdecke im April wurden die Wassertemperaturen nur während der Seeprobenahmen gemessen. Diese Momentaufnahmen sind schlecht mit den berechneten Temperaturprofilen vergleichbar. Daraus, dass die berechneten Wassertemperaturen unterhalb 20 m im Februar kleiner sind als die gemessenen Temperaturen, kann jedoch geschlossen werden, dass die inverse Temperaturschichtung bei den Modellrechnungen einige Tage später beginnt als in der Natur.

Am 16. Februar 1984 stimmen die beiden Profile in den obersten 20 m des Sees sehr gut überein, und die Abkühlung der beiden obersten Wasserschichten auf 0 °C erfolgt im Modell praktisch gleichzeitig mit dem Gefrieren des Sees. Das bedeutet, dass das Modell die Schichtungsvorgänge im Winter ebenfalls sehr gut wiedergibt.

- **ABWEICHUNGEN WEGEN DER SEDIMENTATION ALLOCHTHONER SCHWEBSTOFFE**

Bei den berechneten Temperaturprofilen des Frühjahrs 1984 (Abb. 18) fällt die stufige Struktur in den obersten 20 m auf. Diese Stufen konnten im See auch bei Messungen mit der Züllig-Temperatursonde in Einmeterschritten nicht festgestellt werden.

Die Ursache der Abweichung ist darin zu suchen, dass das Modell die Sedimentation der mit dem Zuflusswasser eingetragenen anorganischen Trübstoffe nicht berücksichtigt. Ein Zufluss schichtet sich im See in der Tiefe ein, die seiner Dichte entspricht. Ist die Temperatur von Zufluss und Seewasser nahe 4 °C, so wird die Dichte des Zuflusswassers stark von seinen mitgeführten Schwebstoffen bestimmt. Die Temperatur des eingeschichteten Zuflusswassers kann bei der selben Dichte stark von der des umgebenden Seewassers abweichen. Bei den Modellrechnungen bleiben diese Temperaturabweichungen als fossile Einschichtungshorizonte bestehen. In der Natur sedimentieren die Trübstoffe schnell, das spezifisch leichtere Zuflusswasser steigt auf und mischt sich mit dem umgebenden Seewasser. Durch diesen Vorgang verschwinden die Einschichtungshorizonte innert weniger Tage.

- **MESSTECHNISCH BEDINGTE ABWEICHUNGEN DER TEMPERATUREN**

Vergleicht man Abb. 19 und Abb. 20, so fällt auf, dass die Isothermen der gemessenen Temperaturen im Frühjahr und Herbst besonders in der Tiefe starken kurzfristigen Schwankungen unterworfen sind. Diese Schwankungen lassen sich auf die Verdriftung des Oberflächenwassers bei Windeinwirkungen zurückführen. Da das Temperaturprofil an nur einer Messstelle erfasst wird, lässt sich die räumliche Inhomogenität nicht vermeiden.

Imberger (1979) weist darauf hin, dass die Abweichungen zwischen gemessenen und berechneten Temperaturen beim Wellington Reservoir immer kleiner als 1 °C sind. Warum die Abweichungen beim Wägitaler See maximal 3 °C an der Oberfläche und 2 °C unterhalb 10 m Seetiefe betragen, hat folgende Gründe:

- Der Wägitaler See wird während des Sommers gefüllt, also dann, wenn der See geschichtet ist. Beim Wellington Reservoir steigt der Pegel nur während der Periode der Vollzirkulation, was die Energie und Massenaustauschverhältnisse entscheidend vereinfacht.
- Imberger erfasst die Zuflusstemperaturen des Wellington Reservoir täglich, während ich sie mit einem statistischen Verfahren schätzte.
- Das Modell DYRESM5A wurde speziell für das Wellington Reservoir entwickelt. Viele der Mischungsalgorithmen sind noch zu wenig an anderen Seen getestet und sind teilweise, was z.B. die Berechnung der Eddydiffusion betrifft, nicht allgemeingültig.

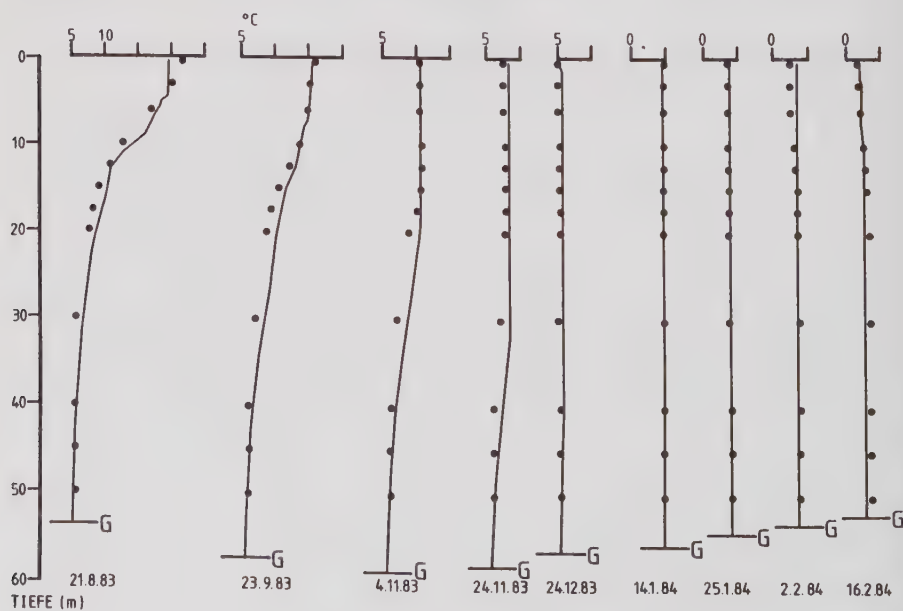
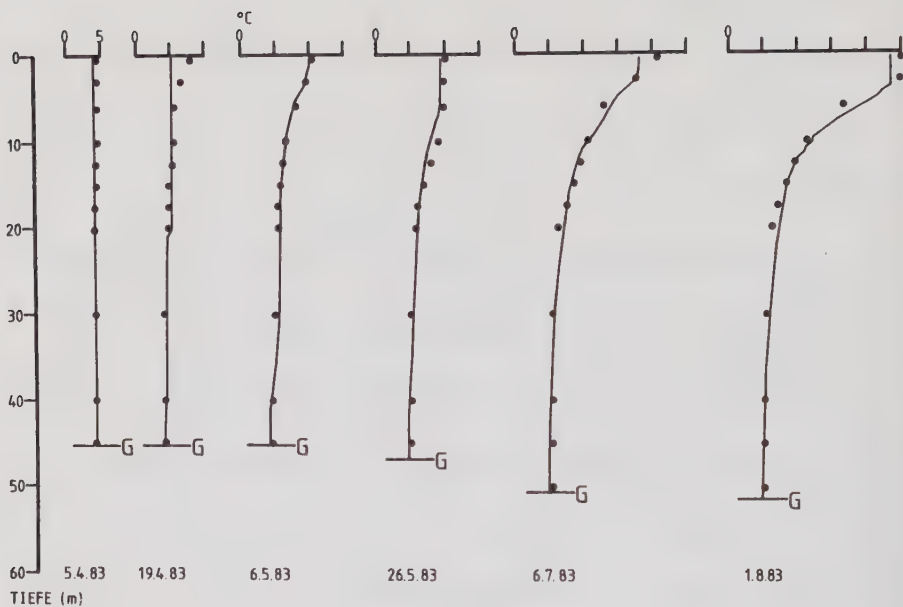


Abb. 18 1. Teil (Fortsetzung nächste Seite)

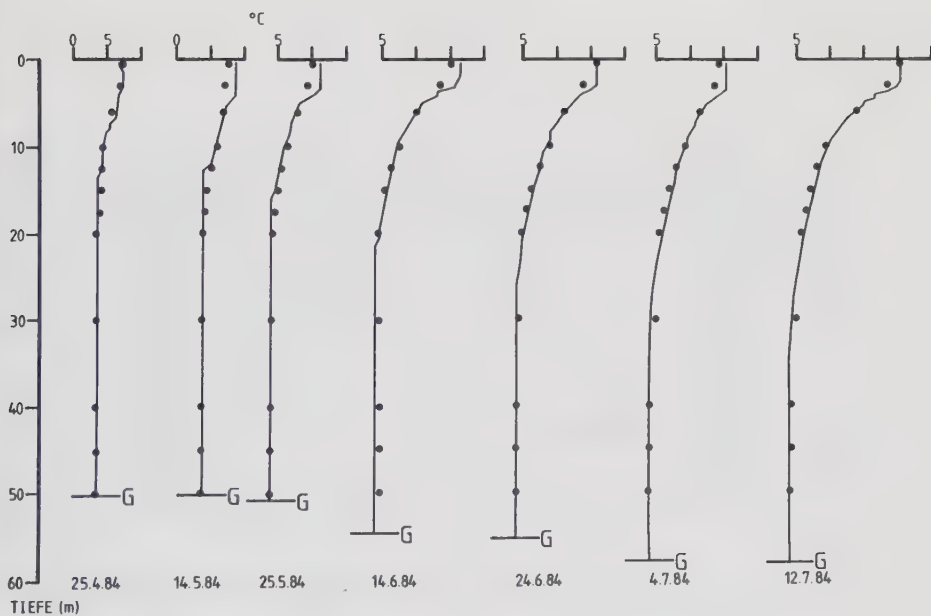


Abb. 18: Typische berechnete (durchgezogene Linie) und gemessene Temperaturprofile (Punkte). Die Eichparameter sind im Abschnitt 7.3 angegeben; G = Grund.

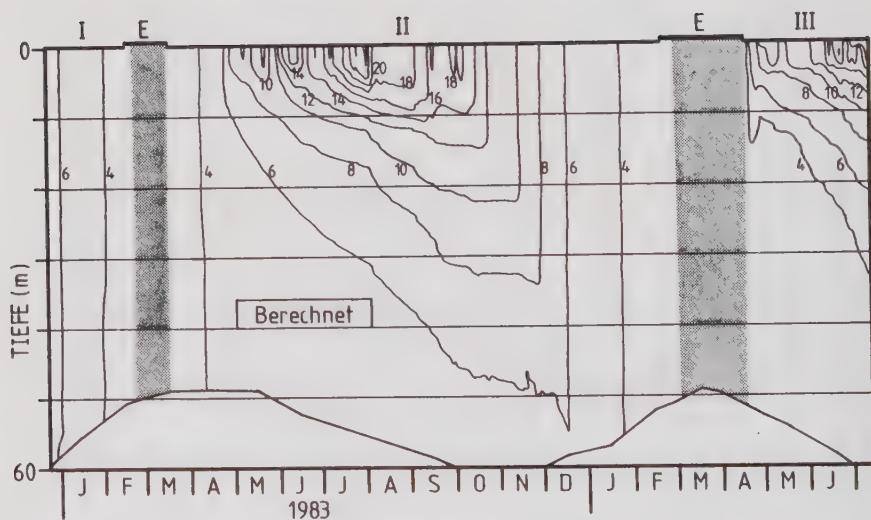


Abb. 19: Isothermendarstellung der berechneten Seetemperaturen. Eichparameter im Abschnitt 7.3 angegeben; Anfangswerte der drei Phasen (I, II, III): gemessene Temperaturen vom 21. Dezember 1982, 16. März 1983 und 25. April 1984. Gerasterte Flächen: Perioden, während denen die Temperaturen nicht berechnet wurden. Mit E sind die Perioden bezeichnet, während denen der See eisbedeckt war.

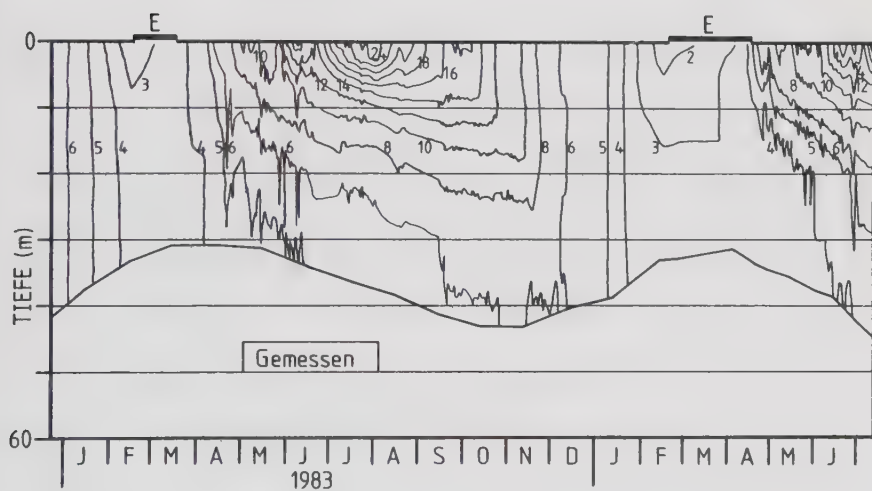


Abb. 20: Isothermendarstellung der mittleren täglichen gemessenen Seetemperaturen. Mit E sind die Perioden bezeichnet, während denen der See eisbedeckt war.

Kapitel VIII

WÄRMEHAUSHALT UND JAHRESGANG DER WASSEITEMPERATUR IM SEE

8.1 Wärmehaushalt des ganzen Sees

Der Wärmehaushalt eines Sees wird durch drei Energieflüsse bestimmt:

- Strahlungs- und Wärmeaustausch an der Seeoberfläche,
- advective Energieflüsse durch Zu- und Abflüsse,
- interner Wärmetransport durch Strömungen und Turbulenzen (spielt bei der Betrachtung des ganzen Sees nur indirekt eine Rolle).

Wärmegewinne durch biologische, chemische und physikalische Prozesse, wie Reibung, Lösungswärme und biochemische Reaktionen sind nach Michler (1973) vernachlässigbar. Ebenfalls unbedeutend sind Wärmeaustauschprozesse mit dem Seegrund (Hutchinson, 1957). Der Einfluss der direkt auf den See fallenden Niederschläge kann zusammen mit den Zuflüssen behandelt werden.

Die Veränderung des Wärmehaltes des Sees E kann als Summe einzelner thermischer Energieflüsse H_i beschrieben werden.¹¹

$$dE/dt = H_{LIN} + H_{LOUT} + H_{SW} + H_E + H_C + H_{IN} + H_{OUT} \quad [29]$$

H_{LIN} langwellige Strahlung; vom Wasser absorbiertes Teil (W/m^2)

H_{LOUT} Wärmeabstrahlung des Wassers (W/m^2)

H_{SW} kurzwellige Strahlung; vom Wasser absorbiertes Teil (W/m^2)

¹¹ Sämtliche Wärmeflüsse, die die Temperatur des Sees erhöhen, haben ein positives Vorzeichen.

H_E	Wärmefluss als Folge des Austausches von Wasserdampf an der Seeoberfläche (Kondensation / Verdunstung) (W/m^2)
H_C	Uebergang fühlbarer Wärme zwischen dem Wasser und der Atmosphäre (W/m^2)
$H_{IN} =$	$1/F \cdot \sum_i p \cdot Q_i \cdot T_i$ (Wärmeinput durch Zuflüsse und Niederschlag)
$H_{OUT} =$	$-1/F \cdot \sum_o p \cdot Q_o \cdot T_o$ (Wärmeexport durch die Abflüsse)
F	Oberfläche des Sees (m^2)
c_p	spezifische Wärme des Wassers ($4,1868 \cdot 10^3$ J/kgK)
ρ	Dichte des Wassers (kg/m^3)
$Q_{i,o}$	Abflussvolumen der einzelnen Zuflüsse, resp. Abfluss des Sees (m^3/s)
$T_{i,o}$	Temperaturen der Zuflüsse, resp. Abflüsse des Sees (K)

Aus der zeitlichen Wärmeinhaltsänderung dE/dt kann der neue Wärmeinhalt des Sees E_2 aus einem vorhergehenden E_1 berechnet werden nach

$$E_2 = E_1 + dE/dt \cdot dt \quad . \quad [30]$$

8.1.1 Wärmeflüsse zwischen See und Atmosphäre

In Abb. 21 ist der zeitliche Verlauf der einzelnen mit dem Modell DYRESM berechneten Energieflüsse zwischen Seeoberfläche und Atmosphäre dargestellt. Betrachtet man die Summe aller Wärmeübergänge (H_{TOT}) so fällt folgendes auf:

1. DIE BEDEUTUNG DES ADVEKTIVEN WÄRMEFLUSSES DER ZUFLÜSSE

Der durchschnittliche Wärmefluss ist 1983 negativ. Es gehen $4,1$ W/m^2 oder 345 kJ/m^2d an die Atmosphäre verloren (vgl. Abb. 22). Der See hat aber Ende Dezember 1983 den gleichen Wärmeinhalt¹²

¹² Der Wärmeinhalt eines Sees ist nicht absolut definiert. Da mich vor allem die Änderungen des Wärmeinhaltes des Sees interessieren, kann ich willkürlich 0 $^{\circ}C$ als jene Temperatur wählen, bei welcher der Wärmeinhalt des Sees Null sein soll.

($2,75 \cdot 10^{15}$ J) und das gleiche Volumen wie 1982.

Dies bedeutet, dass der mittlere Wärmeverlust von 1983 zufälligerweise genau der Differenz des mittleren Wärmeeintrages via Zuflüsse und des Wärmeaustrages via Abfluss entspricht.¹³

Abb. 22 enthält die nötigen Informationen um dies zu überprüfen.

Der mittlere Wärmeeintrag der Zuflüsse ist 1983 $18,2 \text{ W/m}^2$; der mittlere Wärmeverlust durch den Abfluss ist $13,7 \text{ W/m}^2$. Die Differenz ist $4,5 \text{ W/m}^2$. Sie stimmt bis auf $0,4 \text{ W/m}^2$ mit dem oben berechneten Wärmeverlust überein.

Vergleicht man in Abb. 22 die Verläufe der Monatsmittel der Summe der Wärmeflüsse an der Seeoberfläche (H_{TOT}) und der Monatsmittel der Wärmeflüsse von Zu- und Abfluss (H_{IN} , H_{OUT}) mit dem Verlauf der Monatsmittel der Summe sämtlicher Wärmeflüsse (H_{SUM}), so ist zu sehen, dass der Jahresverlauf von H_{SUM} sehr stark von den Zu- und Abflüssen bestimmt ist.

Kuhn (1977) hat in seiner Arbeit zur Berechnung der Temperatur und Verdunstung alpiner Seen geschrieben: "Die thermische Wirkung der Zuflüsse (auf die Oberflächentemperatur) ist je nach den Umständen sehr verschieden. Im Sommer dürften die Zuflüsse von Bergseen meist kälter sein als das Epilimnion; in diesem Fall schichtet sich das einfließende Wasser in tieferen Lagen ein und beeinflusst die Temperatur des Epilimnions nicht direkt.... Mit den Abflüssen brauchen wir uns nicht zu befassen. Entweder handelt es sich um oberflächliche Abflüsse wie bei der Mehrzahl der natürlichen Seen; dann besitzt das abfließende Wasser ungefähr die gleiche Temperatur wie das Epilimnion; oder die Anzapfung erfolgt in tieferen Schichten; in beiden Fällen reagiert das Epilimnion thermisch kaum."

¹³ Wegen der starken Pegelschwankungen des Stausees ist die in der Limnologie allgemein übliche Angabe des flächenspezifischen Wärmeinhaltes wenig sinnvoll. Ich habe deshalb die Wärmeinhalte des Sees volumenspezifisch angegeben.

Das Beispiel Wägitaler See widerspricht Kuhns Aussage klar. Unter der Annahme, der Wärmefluss durch die Seeoberfläche sei vor allem von der Temperatur des Oberflächenwassers bestimmt, lässt sich letztere im Wägitaler See auf folgende Mechanismen zurückführen:

Im Winter wird die Temperatur des Oberflächenwassers durch die im Vergleich zum Seewasser kalten Zuflüssen gesteuert, da die Zuflüsse direkt an der Seeoberfläche einsickern und kein Oberflächenwasser abgeführt wird. Dadurch wird die Wärmeabstrahlung in den Wintermonaten (Dezember bis März) im Vergleich zu den Herbstmonaten (Oktober und November) im Durchschnitt um fast 10 W/m^2 geringer.

Im Sommer lässt der unter der Seeoberfläche liegende Abfluss die Oberflächentemperatur schneller wachsen; gleichzeitig erhöht dies jedoch auch die Wärmeabstrahlung.

2. *ZEITLICHE SCHWANKUNGEN DES WÄRMEÜBERGANGES AN DER SEEEOBERFLÄCHE*

Die monatlichen Mittelwerte der Tagesmittel des Wärmeübergangs an der Seeoberfläche, H_{TOT} , schwanken im Frühjahr und Sommer (April bis August) extrem (-7000 bis $+1000 \text{ J/m}^2\text{d}$) (vgl. Abb. 21). Maximalwerte der Tagessummen von ca. $10 \text{ MJ/m}^2\text{d}$ im April und Juni 1983 und von Mai und Juli 1984 und Minimalwerte von etwa $9 \text{ kJ/m}^2\text{d}$ im Januar 1984 werden erreicht.

Diese Variabilität der Tagessummen sind auf die Globalstrahlungswerte zurückzuführen, die bei bedecktem Himmel weniger als $1/5$ der maximal möglichen Globalstrahlung ausmachen. Die Schwankungen werden nur zum Teil durch die Reduktion der langwelligen Abstrahlung bei bedecktem Himmel um ca. $1/3$ kompensiert. Dies bedeutet, dass die Temperatur der Seeoberfläche kurzfristig sehr stark von den Strahlungsverhältnissen abhängig ist.

3. MAXIMALER WÄRMEGEWINN UND WÄRMEVERLUST

Der maximale Wärmegegewinn des Sees wird 1983 bereits im April mit $4,08 \text{ MJ/m}^2\text{d}$ erreicht, dies einerseits wegen der grossen Einstrahlung und andererseits wegen den grossen Werten für die konvektive Wärmeleitung, der geringen Evaporation und langwelligen Abstrahlung.

Der Wärmeverlust durch die Seeoberfläche ist im November mit $3,9 \text{ MJ/m}^2\text{d}$ maximal.

8.1.2 Advective Wärme Flüsse der Seezuflüsse und des Turbinenabflusses

Die Diskussion des Wärmeübergangs an der Seeoberfläche führte zu der Erkenntnis, dass die advectiven Wärme Flüsse im Jahresdurchschnitt bedeutend sind. Anhand der monatlichen Mittelwerte (Abb. 22) kann der advective Wärme Fluss des Jahres 1983 werden.

Advective Wärme Flüsse der Seezuflüsse (H_{IN}):

Mit beginnender Schneeschmelze im April nimmt die Wärme, die von den Zuflüssen in den See eingebracht wird, zu und steigt mit einem Zwischentief im Juli ($< 20 \text{ W/m}^2$) bis im September (50 W/m^2). Dieser Anstieg wird sowohl von den Zuflussvolumina als auch von den Wassertemperaturen beeinflusst. Im Frühjahr sind wegen der Schneeschmelze die Abflussmengen sehr gross aber die Temperaturen tief. Im Juli sind zwar die Wassertemperaturen hoch, doch war dieser Monat extrem trocken (ca. $150 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ Gesamtzufluss). Dadurch kommt es zum obigen Zwischenminimum im Juli. Im August und September bringen ausgiebige und häufige Gewitter sehr viel Wasser (ca. $350 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$) mit hohen Temperaturen in den See.

Wegen deutlich geringeren Wassertemperaturen und Zuflussvolumina (ca. $150 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$) im Oktober ist der advective Wärmeeintrag in diesem Monat viel geringer als im August und September (ca. 20 W/m^2). Im November und Dezember nimmt die Wärmezufuhr weiter ab. Das Jahresminimum war im Februar 1983 mit einem vernachlässigbar kleinen Wärmeeintrag.

Advektiver Wärmefluss des Seeabflusses (H_{OUT}):

Die vom Tiefenablass abgeführte Wärme ist mehr oder weniger proportional zum Abflussvolumen, da das Tiefenwasser keine starken Temperaturschwankungen zeigt. Der Wärmefluss hat im Januar mit ca. 45 W/m^2 sein Maximum und nimmt dann bis im Juni stetig ab. Während des Sommers ist sie praktisch Null, um dann im Herbst wieder anzusteigen (Dezember: ca. 30 W/m^2). Zufuhr und Abtransport von Wärme verhalten sich wegen der Tiefenwasserableitung und dem Pumpzufluss ganz anders als in einem natürlichen See. So schichtet sich das Zuflusswasser vor allem oberhalb 20 m ein und wird deshalb während der Perioden der Temperaturschichtung vom Abfluss nicht berührt. Das Wasserregime des Kraftwerkes Wägital bewirkt ausserdem einen gegenläufigen Zu- und Abtransport von Wärme.

Die Auswirkungen der advektiven Wärmeflüsse auf die Wärmebilanz des Sees:

Wenn man den Wägitaler See 1983 als ein System mit gleichem Wärmehalt zu Jahresbeginn und Jahresende betrachtet, muss von **November bis April** Wärme aus dem See exportiert werden. Dieser Mechanismus verkürzt die durch die Wasserhaltung im Sommer und Frühherbst entstandene grosse Relaxationszeit der Oberflächentemperatur des Seewassers. Folge davon ist eine starke Abkühlung des Seekörpers von November bis zum Gefrieren des Sees im Februar. Dies wird von der Graphik für die monatlichen Aenderungen des volumenspezifischen Wärmehaltes des Sees (Abb. 22) veranschaulicht. Nach der Herbstvollzirkulation ist die Aenderung im Januar und Februar mit -5 J/m^3 maximal. Im November und Dezember ist sie praktisch Null. Der volumenspezifische Wärmehalt des Sees hält sich in diesen beiden Monaten scheinbar konstant, weil dem starken Wärmeverlust durch die Seeoberfläche ein massiver Abtransport von kaltem Tiefenwasser gegenübersteht. Ein Fehler der Darstellungsart also, der korrigiert wird, betrachtet man den Jahresverlauf für die Summe aller Wärmeflüsse, H_{SUM} .

in Abb. 22. Dort sind von Oktober bis Februar grosse negative Werte festzustellen. Der grösste Wärmeverlust ist im Februar mit -80 W/m^2 .

Von **April bis September** ist die Differenz zwischen Wärmezufuhr und -export der Zuflüsse und des Abflusses stark positiv; der Wärmeinhalt des Sees nimmt zu. Da die Zuflüsse meist kühler als das Oberflächenwasser des Sees sind, führt dies dazu, dass die Ausgleichzeit um so grösser wird, je mehr Wasser in den See gelangt.

8.1.3 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Zusammenfassend kann der Stausee Wägital als grosser Energiespeicher beschrieben werden.

Im **Frühjahr und Sommer** wird die Strahlungsenergie in ihm gefangen, da das Oberflächenwasser durch die Einschichtung der Zuflüsse in den oberen Wasserschichten und durch die starke Mischung des Oberflächenwassers mit kaltem Tiefenwasser - vgl. Kapitel 6 - relativ kalt bleibt. Die mittlere Seetemperatur hinkt der Gleichgewichtstemperatur je nach dem Volumen und der Temperatur des zugeführten Wassers mehr oder weniger stark nach. Das gleiche Phänomen wurde von Imboden (1980) modellmässig für den Einfluss des Pumpspeicherbetriebes auf die Temperatur des Vierwaldstätter Sees vorausgesagt.

Im **Herbst und Winter** kehrt sich dieser Mechanismus um, die Oberflächentemperatur ist jetzt viel wärmer als die Gleichgewichtstemperatur. Die im See "gefangene Wärme" wird einerseits von den Wärmeflüssen durch die Seeoberfläche, langwellige Abstrahlung, Evaporation und konvektiver Wärmeübergang und andererseits durch den grossen Turbinenabfluss (advektiven Wärmeexport) freigesetzt.

Der Turbinenabfluss ist dabei von entscheidender Bedeutung, da er im Herbst soviel Tiefenwasser abtransportiert, dass der Seepiegel sinkt und damit die abzukühlende Wassermasse vermindert wird. Im Winter während

der Periode der inversen Temperaturschichtung exportiert der Tiefenablass Wasser, das wärmer ist als die durchschnittliche Seetemperatur, und trägt so noch einmal zur Verminderung der mittleren Seetemperatur bei.

Die grosse **Effizienz der Wärmerückhaltung** des Wägitaler Sees ($4,1 \text{ W/m}^2$) wird deutlich, wenn wir mit dem Wert des Zürichsees ($-5,3 \text{ W/m}^2$) vergleichen (Kuhn, 1977). Beide Seen haben vergleichbare mittlere Aufenthaltszeiten des Wassers (Wägitaler See ca. 1,5 y; Zürichsee ca. 1,3 y).

8.2 Der Jahresgang der Wassertemperaturen des Sees

In diesem Abschnitt wird unter Berücksichtigung der im Kapitel VII gewonnen Erkenntnisse über die vertikalen Energie- und Massenaustauschprozesse der Jahresgang der Temperatur im See besprochen.

Abb. 19 und Abb. 20 geben die Werte für die berechneten und gemessenen Temperaturen wieder.

Winter 1982:

Der See war bei der ersten Probenahme am 21. Dezember 1982 vollständig durchmischt ($6,8 \text{ }^\circ\text{C}$). Die Homothermie hielt bis in die zweite Januarhälfte 1983 an. In dieser Zeit kühlte sich der See als Folge der im letzten Abschnitt besprochenen Mechanismen relativ stark, um $0,06 \text{ }^\circ\text{C}$ pro Tag, ab.

Anfang Februar begann sich eine inverse Temperaturschichtung auszubilden. Am 14. Februar 1983 lag die Temperatur in 0,5 m Tiefe bei $2,2 \text{ }^\circ\text{C}$; in 40 m Tiefe war sie $3,6 \text{ }^\circ\text{C}$.

Die Modellrechnungen zeigen, dass nach dem Beginn der Eisbedeckung die Temperaturen des Hypolimnions praktisch konstant blieben. Die Zuflüsse schichten an der Oberfläche ein und mischen wenig mit den tieferen Wasserschichten.

Frühjahr und Sommer 1983:

Die Eisbedeckung dauerte vom 17. Februar 1983 bis zum 15. März 1983. Bereits einen Tag nach der vollständigen Eisschmelze war der See homotherm bei $3,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, offenbar weil die intensive Erwärmung des Oberflächenwassers durch die Sonneneinstrahlung während der Eisschmelze die inverse Schichtung rasch abbaute und ferner das völlige Aufbrechen der Eisschicht oft durch Wind ausgelöst wird.

Bis Anfang April bleibt der See vollständig durchmischt. Erwartungsgemäss erwärmte er sich in dieser Zeit langsamer als er sich vorher abgekühlt hatte ($0,03\text{ }^{\circ}\text{C}$), da viel Schmelzwasser zugeführt wurde. Die relativ langanhaltende Frühjahrszirkulation war einerseits durch die starke konvektive Durchmischung während der Nacht und andererseits durch das Schmelzwasser verursacht. Das Schmelzwasser schichtete im April 1983 vor allem an der Seeoberfläche ein; dort wurde es von der Sonneneinstrahlung schnell auf über $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ erwärmt, sank dann ab, weil es spezifisch schwerer geworden war als das darunter liegende Seewasser, und wurde dadurch mit dem Seewasser vermischt.

Ab ca. 5. April 1983 begann sich eine Temperaturschichtung auszubilden. Der See war jetzt in der Tiefe $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ warm. Das Oberflächenwasser erwärmte sich rasch. Am 28. Juli 1983 hatte es seine höchste Jahrestemperatur mit $25,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ erreicht.

Unterbrochen wurde die Erwärmung im Frühjahr durch Schlechtwetterperioden vom 22. bis zum 29. Mai 1983 und vom 11. bis zum 14. Juni 1983. Diese Schlechtwetterereignisse hatten lediglich auf die obersten 4 bis 6 m des Sees einen sichtbaren Einfluss.

Herbst 1983:

Ab 1. August 1983 begann sich das Oberflächenwasser langsam abzukühlen. Am 15. Oktober war der See dann zum ersten Mal bis in 10 m Tiefe durchmischt. Anschliessend erfolgte die Abkühlung rascher, und am 12. Dezember 1983 war der See wieder homotherm bei $5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Bedingt durch die Einschichtung der Zuflüsse und die hohe Eddydiffusion wurde das Hypolimnion während der Sommerstagnationsperiode stark erwärmt ($0,014\text{ }^{\circ}\text{C/d}$ in 2,5 m über Grund). Der dadurch bedingte starke Wärmefluss von der Seeoberfläche in die Tiefe verhindert die Bildung eines starken Temperaturgradienten im Metalimnion.

Der zeitliche Verlauf der Isothermen (z.B. die $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ Isotherme) war innerhalb der Sommerstagnationsperiode des Jahres 1983 verschieden gross. Änderungen im zeitlichen Gradienten können gut mit dem durch den Pumpzufluss bedingten Wärmefluss von der Oberfläche in die Tiefe in Zusammenhang gebracht werden. Die verschieden steilen Phasen stimmten zwischen berechneten und gemessenen Temperaturen recht gut überein.

Winter 1983/84:

Nach dem 10. Dezember 1983 blieb der See bis ca. 20. Januar 1984 homotherm. Er kühlte in dieser Zeit um $0,03\text{ }^{\circ}\text{C/d}$ auf $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ab. Die Abkühlung war damit nur halb so gross wie 1983. Dies lag am Pumpzufluss, der im Dezember und Januar 1984 mehr als $20 \cdot 10^3\text{ m}^3/\text{d}$ Wasser mit Temperaturen um 4°C in den See brachte.

Frühjahr und Sommer 1984:

1984 war der See vom 19. Februar bis zum 17. April deutlich länger eisbedeckt als 1983. Die Temperaturschichtung setzte unmittelbar nach der Eisschmelze ein. Das Wasser am Seegrund erwärmte sich ungefähr gleich schnell wie im Vorjahr ($0,010\text{ }^{\circ}\text{C/d}$).

Vergleich der Untersuchungsjahre 1983 und 1984:

1983 war der See bereits am 10. Juni in 20 m Tiefe $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ warm, 1984 erst am 15. Juli. Gleichzeitig hatte der See am 1. Juli 1984 25 % mehr Volumen als am gleichen Tag des Vorjahres. Diese Volumendifferenz ist einerseits dadurch bedingt, dass 1983 noch bis Ende Mai Wasser abgelassen wurde, während

1984 ab 1. April kein Wasser mehr den See verliess, und andererseits durch die grossen Pumpwassermengen, die dem See 1984 von April bis Juli zuflössen (im Mittel ca. $100 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$).

Dies führte zu der im letzten Abschnitt diskutierten Zunahme der Ausgleichszeit der durchschnittlichen Wassertemperatur des Sees.

Das Pumpwasser verdünnte sich während seiner Einschichtung mit kaltem Tiefenwasser. Dies kam einem Wärmefluss (advektiver Wärmetransport) in die Seetiefe gleich. Der Wärmefluss war 1984 um $0,01 \text{ }^\circ\text{C}/\text{d}$ grösser als 1983. Indem das mit kaltem Tiefenwasser durchmischte Pumpwasser in den obersten 20 m des Sees einschichtete, wurde diese Schicht kälter. Die obersten 20 m erwärmten sich 1984 deshalb langsamer als 1983.

Zusammenfassung:

Der Stausee kühlte sich im Winter wegen der starken Mischungsprozesse und des Wasserexportes in der Tiefe deutlich unter $4 \text{ }^\circ\text{C}$ ab. Die Vereisung erfolgt trotz der niedrigen Seetemperaturen erst im Februar.

Nach der Eisschmelze trat eine Vollzirkulation ein, deren Länge von meteorologischen und hydrologischen Bedingungen abhing.

Im Frühjahr erwärmte sich das Oberflächenwasser sehr schnell, doch existierte bis in den Sommer noch kein ausgeprägtes Epilimnion. Während der Sommerstagnationsperiode war der Wärmefluss von der Oberfläche in die Seetiefe gross, wodurch der See zur Wärmefalle wird. Dieses Phänomen ist charakteristisch für Pumpspeicherseen der gemässigten Zone. Folgende Mechanismen können dafür verantwortlich gemacht werden:

- advektiver Wärmetransport durch die Seezuflüsse,
- advektiver Wärmetransport durch das bei der Einschichtung des Pumpzuflusses nach oben transportierten kalten Tiefenwassers des Sees,
- advektiver Wärmetransport durch den Turbinenabfluss,
- Eddydiffusion durch die Winde und weniger stark durch die Zuflüsse.

Die Abkühlung im Herbst erfolgt bis zum Beginn des Turbinenbetriebes sehr langsam.

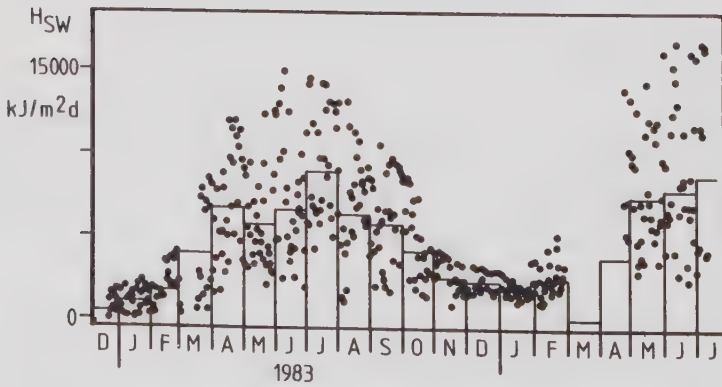
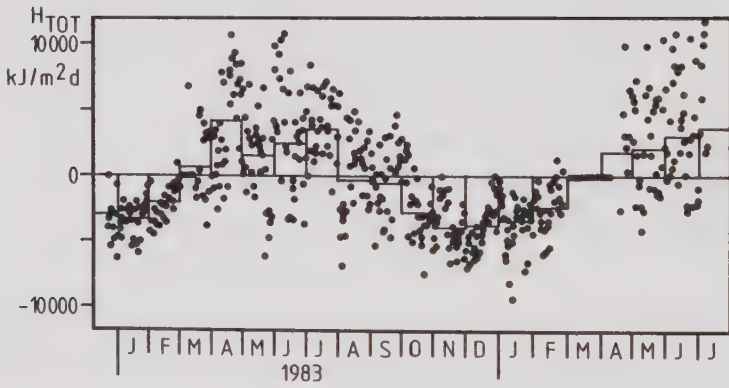


Abb. 21 1. Teil (Fortsetzung nächste Seite)

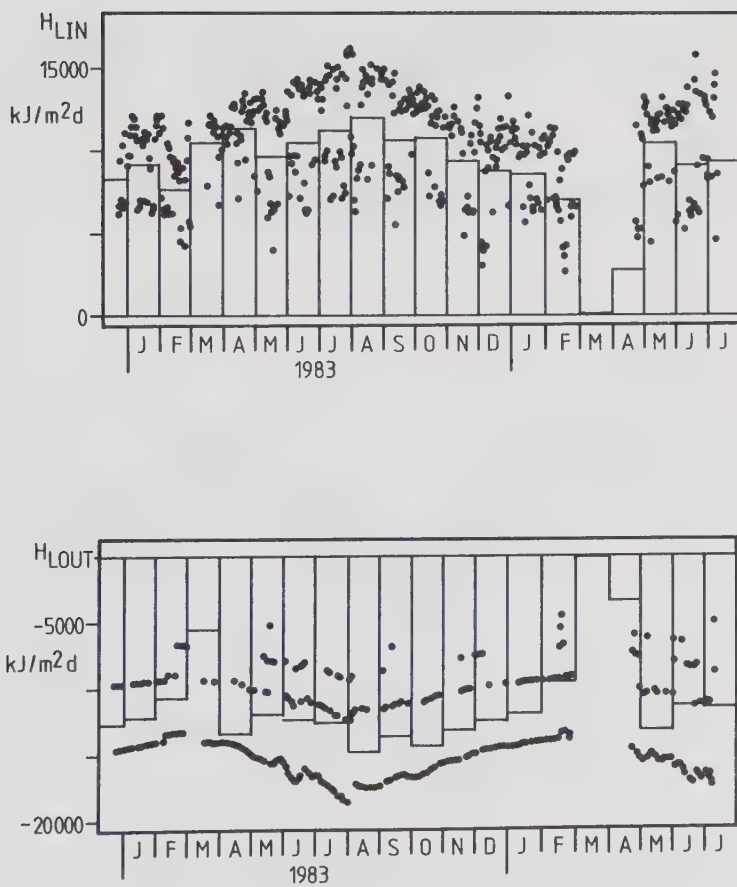


Abb. 21 2. Teil (Fortsetzung nächste Seite)

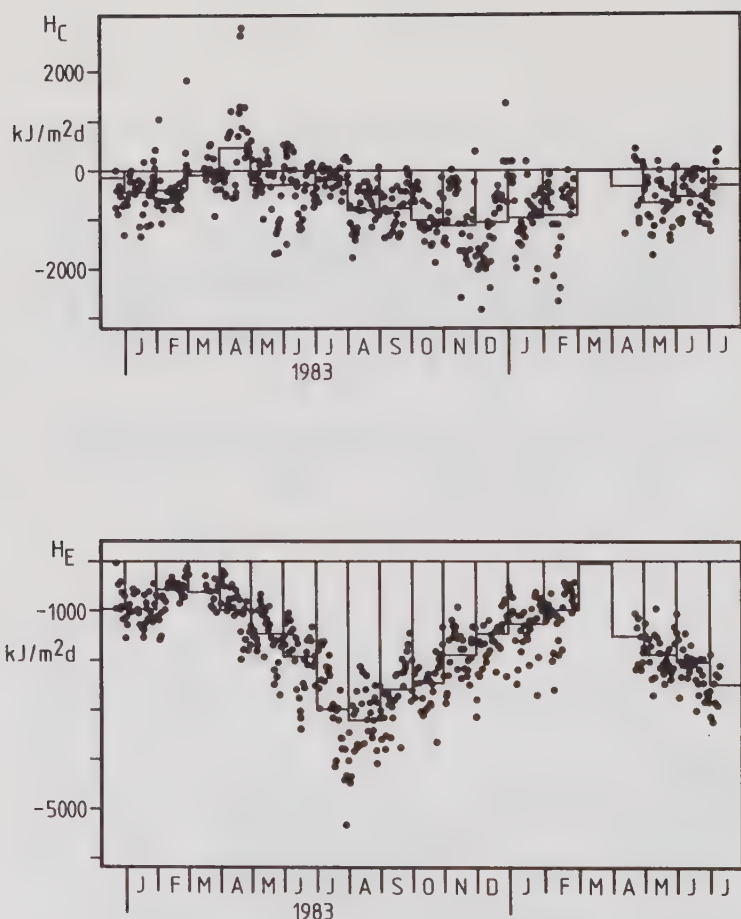


Abb. 21: Wärmeaustausch durch die Seeoberfläche. H_{TOT} = Wärmefluss zwischen Seeoberfläche und Atmosphäre (W/m^2); H_{LIN} = langwellige Strahlung, vom Wasser absorbiertes Teil (W/m^2); H_{LOUT} = Wärmeausstrahlung des Wassers (W/m^2); H_{SW} = kurzwellige Strahlung, vom Wasser absorbiertes Teil (W/m^2); H_E = Abkühlung durch Verdunstung (W/m^2); H_C = Übergang fühlbarer Wärme zwischen dem Wasser und der Atmosphäre (W/m^2).

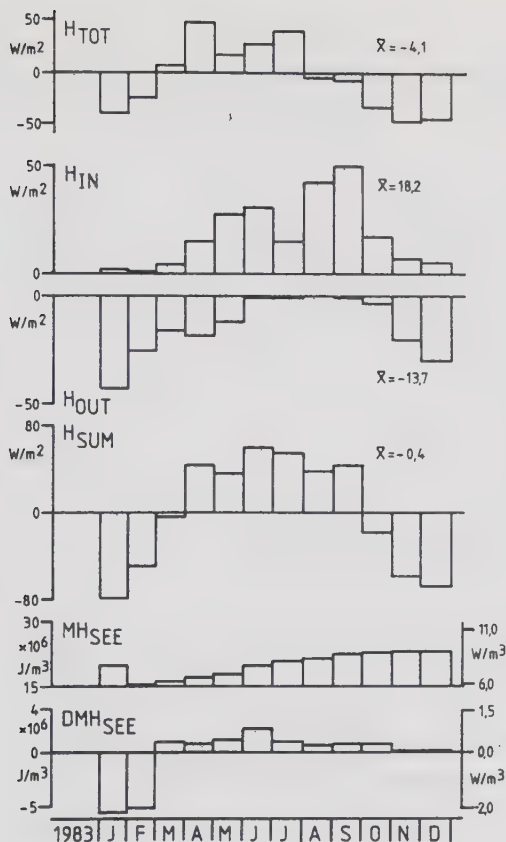


Abb. 22: Wärmehaushalt des Wägitaller Sees im Jahr 1983. H_{TOT} = Monatsmittel der Summe der Wärmeflüsse an der Seeoberfläche; H_{IN} = Monatsmittel der advektiven Wärmeflüsse sämtlicher Seezuflüsse; H_{OUT} = Monatsmittel des Wärmeflusses des Seeabflusses; H_{SUM} = Monatsmittel der Summe sämtlicher Wärmeflüsse; MH_{SEE} = Volumenspezifischer Wärmehalt des Sees (bezogen auf 0 °C); DMH_{SEE} = Monatliche Änderung von MH_{SEE} ; $\bar{x}$ = mittlerer Wärmefluss.

Kapitel IX

DIE MASSENILANZ DES WASSERS UND DIE EINSCHICHTUNG DER ZUFLÜSSE

9.1 Massenbilanz des Wassers

Nach Kuhn (1978) halten sich Niederschlag auf die Seeoberfläche und Verdunstung etwa die Waage. Deshalb kann die Wasserbilanz des Sees durch die folgende Gleichung beschrieben werden:

$$dV/dt = \sum_i Q_{in} - \sum_j Q_{OUT} \quad [31]$$

V Seevolumen (m^3)
 t Zeit (s)

$Q_{IN, OUT}$ Zufluss, resp. Abfluss (m^3/s)

9.1.1 Ergebnisse

Die Tages- und Monatsmittelwerte der Massenbilanzparameter des Wassers sind in Abb. 8 bis Abb. 10 und in Abb. 23 wiedergegeben.

Der Jahresverlauf der **natürlichen Zuflüsse** ist charakteristisch für Bäche der Voralpen und Mittelgebirgsregion: Extrem geringe Zuflussvolumina in den Wintermonaten ($< 150 \cdot 10^3 \text{ m}^3/d$), Jahresmaxima während der Schneeschmelze (ca. $400 \cdot 10^3 \text{ m}^3/d$). Im Sommer ist oft eine kurze Phase relativ geringen Zuflusses (Juli 1983 mit ca. $100 \cdot 10^3 \text{ m}^3/d$) festzustellen, anschließend nehmen die Zuflussvolumina wegen häufiger Gewitter wieder zu (September 1983 ca. $250 \cdot 10^3 \text{ m}^3/d$). Ab Oktober nimmt der Zufluss stark ab, da in den höheren Lagen der Niederschlag bereits wieder als Schnee nieder-geht.

Extrem grosse Werte sind sowohl im Frühjahr (Juni 1984: $2300 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$) als auch während des Spätsommers (September 1983: $1300 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$) zu beobachten.

Der **Pumpzufluss** wird durch den Wunsch der Kraftwerkseigner nach grösstmöglicher Wirtschaftlichkeit bestimmt. Deshalb wird während Zeiten, in denen im In- und Ausland Ueberschussenergie vorliegt - dies ist besonders nachts und an den Wochenenden der Fall - Wasser aus dem Rempenbecken in den See zurückgepumpt.

Die grössten Pumpleistungen werden dann erzielt, wenn der Zufluss zum Rempenbeckens gross ist. Dies ist dann der Fall, wenn der natürliche Zufluss des Wägitaler Sees gross ist, so dass Pumpzufluss und natürlicher Zufluss mehrheitlich zur gleichen Zeit grosse Werte erhalten.

1983 wurde die Pumpanlage im Turbinenhaus Rempen revidiert; deshalb ruhte der Pumpbetrieb bis Mitte Juli völlig. Anschliessend wurde der Normalbetrieb aufgenommen. Man sieht, dass der Verlauf der Pumpzuflüsse dem der natürlichen Zuflüsse entspricht - Maximum im September 1983 mit ca. $100 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$, Minimum im Februar 1984 (praktisch kein Pumpzufluss), und wieder grosse Pumpvolumina während der Schneeschmelze (ca. $90 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$). Spitzenleistungen treten an Wochenenden im Frühjahr 1984 mit bis zu ca. $460 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ auf.

Auch der tägliche **Abfluss** wird von den Kraftwerkseignern bestimmt. So wird im Tagesverlauf besonders während Zeiten des Spitzenenergiebedarfs (morgens, mittags und abends) jeweils während mehrerer Stunden Wasser abgelassen. Im Jahresverlauf ist der Bedarf (und damit der Abfluss) vor allem zwischen Oktober und März oder April gross.

Da im Winter und Frühjahr 1983 an der Staumauer des Sees ein neuer Grundablass gebaut wurde, musste der Seepegel bis Ende Mai möglichst tief gehalten werden. Deshalb wurden auch im April und Mai 1983 noch bis zu $1000 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ abgelassen.

Von Juni bis Mitte Oktober wurde 1983 praktisch kein Wasser abgelassen. Anschliessend nehmen die Abflussvolumina bis Januar 1984 ($650 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$) zu, um dann wieder bis April 1984 auf Null abzusinken.

Die **Seevolumina** spiegeln die Zu- und Abflussverhältnisse wieder. Mit einem Gesamtvolumen von $147,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ und einem Bewirtschaftungsvolumen von $80 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, was einer Absenkung der Seekote um 20 m entspricht, kann fast der gesamte Jahreszufluss (im Durchschnitt $89,7 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{y}$) gespeichert werden.

Wegen der oben erwähnten Bauarbeiten wurde der Pegel 1983 stark, das heisst auf 882 m, abgesenkt (ca. $83 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Seeinhalt). Da mit dem Aufstau erst Anfang Mai begonnen wurde, konnte der Vollstau 1983/84 nicht erreicht werden. Das maximale Volumen betrug Ende Oktober 1983 ca. $130 \times 10^6 \text{ m}^3$ bei einer Kote von 895 m.

1984 war der minimale Seeinhalt $87,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Kote 884 m) Ende März erreicht. Bereits Anfang April wurde wieder mit dem Aufstau begonnen.

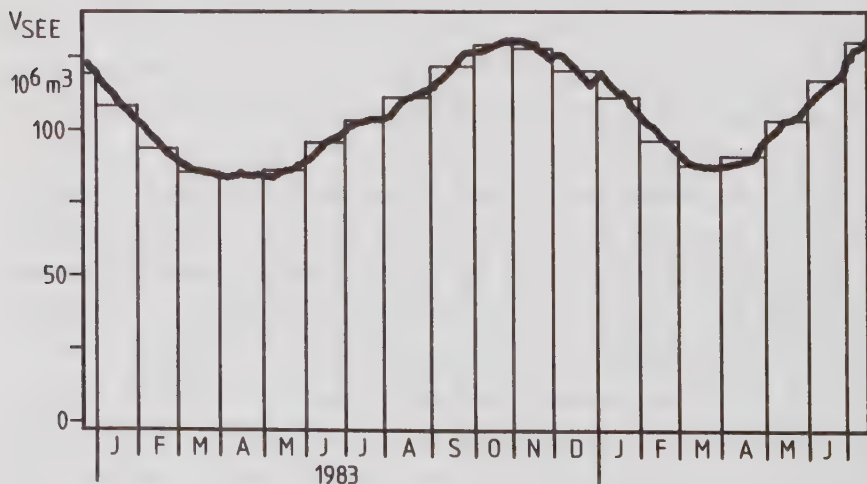


Abb. 23: Volumen des Sees. Die Punkte geben die Tagesmittel-, die Balken die Monatsmittelwerte an.

9.1.2 Auswirkungen von Pegelschwankungen auf die Phytoplanktonpopulation

Bei den Auswirkungen von Pegelschwankungen auf die Phytoplanktonpopulation müssen ganz verschiedene Aspekte diskutiert werden.

- *DAS VERHÄLTNISS VON SEEVOLUMEN ZU SEEGRUND*

Mit dem Wasserstand ändert sich auch das Verhältnis zwischen Seevolumen und Seegrund. Dieses Phänomen ist besonders dann wichtig, wenn Phosphat aus dem Sediment rückgelöst wird, was beim Wägitaler See nicht der Fall ist. Daher wird dieser Punkt nicht weiter diskutiert.

- *DAS EUPHOTISCHE VOLUMEN*

Bei steigendem Pegel nimmt das Seevolumen um maximal 54 % zu. Parallel dazu wächst, nimmt man 10 m für die euphotische Tiefe, das euphotische Volumen um 44 %. Bei Vollstau kann somit die Primärproduktion des Sees bis zu 44 % grösser sein, als unter den gleichen Produktionsbedingungen bei Minimalpegel. In der Natur wird diese maximale Zunahme nicht erreicht, da die hydraulische Belastung und somit die Nährstoffversorgung pro Fläche im oligotrophen Wägitaler See bei steigendem Pegel um bis zu 40 % abnimmt. In diesem Zusammenhang wäre es interessant abzuklären, ob die flächenspezifische Primärproduktion im Herbst, das heisst bei grossem Seevolumen, kleiner ist.

- *DIE EINSCHICHTUNG DER ZUFLÜSSE*

Wie im nächsten Abschnitt gezeigt wird, schichten sich die Zuflüsse im Frühjahr und Sommer meistens nahe der Oberfläche ein. Somit stellt sich die Frage, ob die euphotische Schicht an Phytoplanktern verarmen könnte, weil die Ueberschichtung mit frischem Wasser das Plankton aus der Lichtzone transportiert.

Tatsächlich betrug die Pegelzunahme in den Jahren 1983 und 1984 jeweils 0,08 m/d bzw. 0,11 m/d. Diese Geschwindigkeiten sind deutlich kleiner als typische Sinkgeschwindigkeiten von Plankton (0,1 bis 1 m/d) und können somit im Vergleich zur Sedimentation nicht relevant sein.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass Pegelschwankungen für den oligotrophen Wägitaler See keinen nennenswerten Einfluss auf die Primärproduktion haben.

9.2 Einschichtung der Seezuflüsse

Das Zusammenspiel der Parameter

- Zuflusstemperatur,
- Trübstoffgehalt der Zuflüsse,
- Temperatur des Seewassers und
- Durchmischung des Zuflusswassers mit Seewasser

bewirkt, dass sich die Zuflüsse im Seekörper während des Jahres in ganz verschiedenen Seetiefen einschichten.

Im folgenden werden die vom Modell DYRESM berechneten Einschichttiefen der verschiedenen Zuflüsse besprochen. Nicht eingegangen wird dabei auf den Einfluss der Zufluss- und Abflussmengen auf die Einschichttiefen. Abb. 24 enthält eine Zusammenfassung der Einschichttiefen sämtlicher Zuflüsse während der Untersuchungsperiode.

9.2.1 Pumpzufluss

1983 wurde erst ab Juli Wasser aus dem Rempenbecken in den See zurückgepumpt.

Sommer 1983:

Das Wasser des Rempenbeckens ist im Sommer 1983 meist wärmer als das Wasser der natürlichen Zuflüsse. Da es sich jedoch mit dem kalten Tiefenwasser des Sees vermischt, schichtet es tiefer ein als die natürlichen Zuflüsse.

Ein **typisches Beispiel** ist der 26. Juli 1983. Während der Nacht wurden 6000 m³, ein recht kleines Volumen, in den See gepumpt. Das Wasser ist 21,6 °C warm und hat eine Schwebstoffkonzentration von 48 mg/l. Unter

diesen Bedingungen schichtet es bei einer Gesamttiefe des Sees von 54,3 m in 9,5 m Tiefe ein. Das Einschichtvolumen beträgt wegen der Einmischung von Seewasser beim Einlauf $30,0 \cdot 10^3 \text{ m}^3$, die Temperatur $12,2 \text{ }^\circ\text{C}$ und die Schwebstoffkonzentration 15 mg/l . Die Temperatur des umgebenden Seewassers in dieser Tiefe ist $12,1 \text{ }^\circ\text{C}$.

Ein **Beispiel für ein extrem grosses Pumpvolumen** ist der 16. August 1983. Es werden $100 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ Wasser mit $12,1 \text{ }^\circ\text{C}$ und $63,8 \text{ mg/l}$ Schwebstoffen zurückgepumpt. Bei einer Gesamttiefe von 56,2 m schichtet das Pumpwasser in 14,4 m Tiefe ein (Temperatur: $10,4 \text{ }^\circ\text{C}$, Schwebstoffkonzentration: $18,0 \text{ mg/l}$). Die Temperatur des Umgebungswassers ist $10,3 \text{ }^\circ\text{C}$.

Aus den Beispielen lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

- Die Einschichttiefe reagiert selbst auf grosse Schwankungen der Pumpwassertemperatur nur träge.
- Die Schwebstoffkonzentrationen sind im Sommer für die Einschichttiefe nicht massgebend.
- Die Einschichttiefe liegt im Juli und im August zwischen 9 und 15 m.

Im September kühlt das Wasser des Rempenbeckens schnell ab. Parallel dazu nimmt die Einschichttiefe des Pumpwassers zu.

Am 23. September 1983 zum Beispiel schichtet der Pumpzufluss ($55 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ Wasser; $9,3 \text{ }^\circ\text{C}$; $83,3 \text{ mg/l}$ Schwebstoffe) in 22,5 m Tiefe mit $9,9 \text{ }^\circ\text{C}$ und 25 mg/l Schwebstoffen (Umgebungswasser $9,7 \text{ }^\circ\text{C}$) ein. In der Zeit um dieses Datum ist die Einschichttiefe relativ unabhängig von der Schwebstoffkonzentration. Vollständig schwebstofffreies Wasser würde am 23. September nur ca. 1 m weniger tief einschichten.

Herbst und Winter 1983/84:

Nachdem die Einschichttiefe bis Anfang Oktober konstant bei 20 m Tiefe lag, nimmt sie - wegen der abnehmenden Temperatur des Wassers im Rem-

penbecken - zu. Am 16. Oktober 1983 schichtet das Pumpwasser ($134 \cdot 10^3 \text{ m}^3$; $5,7 \text{ }^\circ\text{C}$; $75,1 \text{ mg/l}$ Schwebstoffe) in der Tiefe des Turbineneinlasses ein.

Frühjahr 1984:

Nach der Eisschmelze Mitte April bleibt das Wasser des Pumpzuflusses bis Anfang Mai in den untersten 20 m des Sees eingeschichtet. Bei Temperaturen des Tiefenwassers des Sees um $3,4$ bis $3,8 \text{ }^\circ\text{C}$ ist das Pumpwasser ($3,1$ - $4,4 \text{ }^\circ\text{C}$) meist wegen seines hohen Schwebstoffgehaltes ($4,1$ - $32,4 \text{ mg/l}$) spezifisch schwerer als das Umgebungswasser.

Das ändert sich am 30. April 1984: Das Pumpwasser ($256 \cdot 10^3 \text{ m}^3$, $4,3 \text{ }^\circ\text{C}$, $0,4 \text{ mg/l}$ Schwebstoffe) schichtet in $10,5 \text{ m}$ Seetiefe (Einschichtwasser: $1024 \cdot 10^3 \text{ m}^3$; $4,4 \text{ }^\circ\text{C}$; $5,0 \text{ mg/l}$ Schwebstoffe) ein. Das Umgebungswasser ist $3,8 \text{ }^\circ\text{C}$. Ohne Schwebstoffanteil wäre die Einschichttiefe $1,5 \text{ m}$ geringer gewesen.

In den folgenden Tagen findet ein steter Wechsel zwischen Einschichtung am Grund und in ca. 10 m Tiefe statt. Bestimmt wird dies von der jeweiligen Schwebstoffkonzentration.

Ab dem 4. Mai 1984 bis Ende Juni bleibt das Pumpwasser immer zwischen 8 und 12 m Tiefe eingeschichtet. Dies liegt daran, dass die Temperatur des Wassers im Rempenbecken parallel zur mittleren Temperatur des Wassers des Wägitaler Sees ansteigt.

Elster (1962a,b) hat am Schluchsee interessante Beobachtungen gemacht, die mit den Messungen und Modellrechnungen am Wägitaler See gut übereinstimmen. Er stellte fest, dass sich das in den Schluchsee zurückgepumpte Rheinwasser im Frühjahr und Herbst ähnlich wie im Wägitaler See mit kaltem Tiefenwasser vermischt. Die Einschichtung erfolgt immer unterhalb der gut ausgebildeten Thermokline. Die Einschichttiefe ist anscheinend wenig von

Temperaturschwankungen des Rheinwassers beeinflusst und bleibt zwischen dem 19. April 1951 und dem 22. August 1951 immer zwischen 10 und 20 m Seetiefe.

Im Wägitaler See wie auch im Schluchsee steigt die Temperatur des Tiefenwassers im Sommer stark an. Gleichzeitig nimmt die Temperatur beider Pumpzuflüsse zu. Dadurch bleibt die Einschichttiefe des Pumpwassers vom Frühjahr bis in den Spätsommer konstant.

Dieses Phänomen gilt für alle Pumpspeicherwerke, bei denen die Temperatur des gepumpten Wassers parallel zur mittleren Temperatur des Hypolimnions zunimmt.

Tag-Nacht-Schwankungen der Temperaturen des **Pumpwassers** sind für deren Einschichttiefe aus mehreren Gründen unbedeutend:

- Es wird vor allem während der Nacht gepumpt, so dass die Temperaturen des Wassers des Rempenbeckens nur in engen Grenzen schwanken können.
- Das Rempenbecken wirkt ausgleichend auf kurzfristige Schwankungen der Zuflusstemperaturen und der Lufttemperaturen.
- Wenn das Pumpwasser im See in den obersten 30 m einschichtet, wird es 3 bis 5 mal mit kaltem Tiefenwasser des Sees vermischt. Kleine Temperaturschwankungen (bis ca. 3 °C) des Pumpwassers werden dadurch unbedeutend.

9.2.2 Natürliche Zuflüsse

Die Einschichtung der natürlichen Zuflüsse hängt vom Einzugsgebiet (Temperatur) und Form des Gerinnebettes (Einmischung von Seewasser) ab. Da beim Schlierenbach der Öffnungswinkel des Bachbettes von allen anderen Zuflüssen verschieden ist, zeigt er immer eine eigene Einschichtungscharakteristik.

Sommer 1983/84:

Im Juli 1983 schichten die natürlichen Zuflüsse (ausser dem Schlierenbach) in 3 bis 5 m Tiefe ein. Da dieser Monat extrem trocken war, kann der Einfluss von grossen Zuflussvolumina nur am Beispiel des Juli 1984 gezeigt werden.

Die Vergleichbarkeit beider Jahre ist dadurch gewährleistet, dass die Einschichttiefen bei kleinem Zufluss sehr gut übereinstimmen. Am 3. Juli 1984 bringen alle natürlichen Zuflüsse zusammen mehr als $100 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ Wasser pro Tag. Die Einschichttiefen liegen für alle Bäche ausser dem Schlierenbach bei einer Seetiefe von 61,1 m zwischen 5,5 und 10,5 m.

In der Nacht vom 1. auf den 2. August 1983 fiel im Wägital extrem viel Niederschlag, der oberhalb 2000 m als Schnee niederging. Am folgenden Tag brachten die Zuflüsse $1,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Wasser in den See. Die Zuflüsse, wiederum ausser dem Schlierenbach, schichten zwischen 15 und 20 m ein.

Der Schlierenbach, dessen Aussenseiterrolle in Kapitel 7 besprochen worden ist, schichtet sich streng in jener Tiefe ein, die seiner Mündungstemperatur entspricht. Im Juli schwankt seine Einschichtungstiefe zwischen 15 m und dem Grund.

Im August bleibt die Einschichttiefe des Schlierenbaches zwischen 14 und 20 m Tiefe, um dann im September auf 20–26 m zu sinken.

Die Einschichttiefe der anderen natürlichen Zuflüsse nimmt im August und September langsam aber stetig zu und erreicht Ende September 10 m Tiefe.

Herbst 1983:

Die Tendenz des Schlierenbaches, sich immer in grösseren Tiefen einzuschichten, setzt sich fort. War seine Einschichttiefe am 1. Oktober 1983 noch ca. 26 m, so hat er am 24. November 1983 zum ersten Mal den Seegrund erreicht. Bis Ende Dezember bleibt er in den untersten 20 m des Sees eingeschichtet.

Die restlichen natürlichen Zuflüsse schichten sich ebenfalls immer tiefer ein. Bis Ende Oktober haben sie eine Einschichttiefe von 15 m erreicht, bis Ende November 35 m Tiefe, und am 14. Dezember sind sie am Seegrund. Auffallend ist, dass die Einschichttiefen unempfindlich gegenüber Schwankungen der Zuflussvolumina sind.

Winter 1983/84:

In der zweiten Dezemberhälfte werden die Zuflusstemperaturen teilweise geringer als 4 °C. Die Zuflüsse können jetzt auch an der Oberfläche einschichten.

Dieses Phänomen beginnt beim Ziegenbach am 15. Dezember 1983. Bis zum 25. Januar 1984 schichten alle Zuflüsse, auch der Schlierenbach, an der Oberfläche ein. Dies ändert sich bis zur Schneeschmelze Anfang April nicht mehr. Die Zuflüsse sind in dieser Zeit sehr klar, weshalb keine belegbaren Aussagen bezüglich des Einflusses der anorganischen Schwebstoffe gemacht werden können.

Frühjahr 1984:

Mit beginnender Eisschmelze wird das spezifische Gewicht eines Teils des Zuflusswassers trotz Temperaturen unter 1 °C wegen der mitgeführten Trübstoffe grösser als das des Seewassers. Die natürlichen Zuflüsse schichten am Seegrund ein.

Mit zunehmender Erwärmung des Sees nimmt die Einschichttiefe teilweise wieder stark ab. Es ergibt sich bis Ende April ein uneinheitliches Bild. Wie beim Pumpwasser bestimmt auch hier die Schwebstoffkonzentration die Einschichttiefe entscheidend.

Ab Anfang Mai schichten die Zuflüsse in 3-8 m Tiefe ein. Dies bleibt so bis in den Sommer.

Tag-Nacht-Schwankungen:

Es bleibt zuletzt noch die Frage, wie sich Tag-Nacht-Schwankungen der Temperaturen der Zuflüsse auf deren Einschichttiefen auswirken.

Das kann anhand der Messresultate der 24-Stundenprobenahmen für die **natürlichen Zuflüsse** beantwortet werden:

Die Tag-Nacht-Schwankungen der Einschichttiefen sind im Winter und Frühjahr am grössten. Im März 1983 war während der 24-Stunden-Probenahme eine maximale Temperaturdifferenz von 1,8 °C beim Schräblich festzustellen. Die Temperaturdifferenz hat zur Folge, dass sich der Zufluss am Tag am Seegrund und nachts an der Oberfläche einschichtet.

Im Mai 1983 war die maximale Temperaturabweichung noch 1,0 °C. Dies ergibt wegen der Dichteschichtung des Sees nur noch eine Variation der Einschichttiefe von 2 m.

Im Sommer liegen keine 24-Stunden-Probenahmen vor, doch ist die Vertikalabweichung während dieser Jahreszeit wegen der starken Temperaturschichtung sicher am geringsten.

Im September 1983 beträgt bei einer Temperaturdifferenz von 2,2 °C die Variation der Einschichttiefe 3,5 m, im November 1983 bei 1,0 °C Differenz 5 m.

Berücksichtigt man, dass der See in den Monaten vom November bis zur Eisbedeckung schon allein durch die Konvektion stark durchmischt wird, so kann der Fehler in der Einschichtungstiefe während dieser Zeit vernachlässigt werden. Ebenfalls vernachlässigbar sind die Fehler nach der Eisschmelze, da auch dann eine starke Durchmischung stattfindet.

Während der Eisbedeckung bringen die Zuflüsse extrem wenig Wasser ($< 150 \text{ m}^3/\text{d}$), weil sie die meiste Zeit zugefroren sind. Deshalb darf behauptet werden, dass entsprechende Unsicherheiten einen sehr geringen Einfluss auf Simulationsrechnungen haben.

9.2.3 Zusammenfassung und Diskussion

Die Einschichtung der Zuflüsse im Wägitaler See kann zusammenfassend wie folgt charakterisiert werden:

- Das **Pumpwasser** ist im Frühjahr und Sommer zwischen 9 und 15 m Tiefe eingeschichtet.
- Gegen den Herbst nimmt die Einschichttiefe rasch zu.
- Von Mitte Oktober bis Anfang Mai fliesst das Pumpwasser in die untersten 20 m des Sees.
- Die Einschichttiefe des Pumpzuflusses ist im Frühjahr und Sommer unempfindlich auf kleine Temperaturschwankungen. Die Einschichttiefe des Pumpwassers ist während der Zeit der beginnenden Temperaturschichtung des Sees von der Trübstoffkonzentration mitbestimmt.
- Die Einschichttiefen der **natürlichen Seezuflüsse** soll anhand der Morphologie des Gerinnebettes der einzelnen Zuflüsse diskutiert werden:
 - Der Schlierenbach, mit einem flachen Mündungsdelta und ebenen Gerinnebett durchmischt sehr wenig mit Seewasser. Er schichtet in jener Tiefe ein, die seiner ursprünglichen Dichte entspricht und ist dadurch sehr empfindlich auf Temperaturänderungen.
 - Schräh-, Aberen-, Ziggen- und Innerthalbach haben ein steil in den See abfallendes, rauhes Gerinnebett. Die Durchmischung mit Seewasser ist gross, deshalb schichten sie weiter oben im See ein als der Schlierenbach und die Einschichttiefen sind unempfindlich gegenüber kleinen Temperaturschwankungen des Zuflusswassers. Sie liegen während des Frühjahrs und Sommers zwischen 3 und 15 m.
- Die natürlichen Zuflüsse schichten fast immer weniger tief ein als das Pumpwasser. Im Herbst nimmt ihre Einschichttiefe langsamer zu, im Frühjahr nimmt sie schneller ab als die des Pumpzuflusses.

Da das Pumpwasser im Spätherbst und Winter in der Seetiefe einschichtet, dürfte es wegen des grossen Turbinenabflusses in dieser Zeit den See

schnell wieder verlassen; dies gilt auch in Zeiten der Vollzirkulation des Sees. Für die natürlichen Seezuflüsse ist dieser Mechanismus ohne grosse Bedeutung. Sie schichten mit relativ kleinen Zuflussvolumina Ende November und Anfang Dezember nur sehr kurze Zeit in der Seetiefe ein. Auch tauchen sie im Frühjahr nur während kurzer Zeit bis zum Seegrund ab.

Die Rezirkulation der Nährstoffe im Pumpspeichersee:

Neben dem Effekt der Wärmefalle gibt es in den hier diskutierten Pumpspeicherwerken den Effekt der Nährstoffrezirkulation. Das im Frühjahr und Sommer in den oberen Seeschichten einschichtende Pumpwasser bringt häufig, wie im Wägitaler See und im Schluchsee, nährstoffreiches allochthones Wasser in die trophogene Schicht. Die Modellrechnungen zeigen, dass es gleichzeitig wegen seiner Durchmischung mit hypolimnischen Seewasser relativ nährstoffreiches Tiefenwasser nach oben transportiert.

Bei der statistischen Auswertung der Untersuchungsergebnisse haben wir gesehen, dass ein enger Zusammenhang zwischen der Primärproduktion und der Pumpwasserfracht besteht. Die Ursache dieser Korrelation ist in dem oben beschriebenen Mechanismus zu suchen.

Die statistische Analyse zeigte im weiteren keinen Zusammenhang zwischen der Nährstofffracht der natürlichen Zuflüsse und der Primärproduktion, obschon sich die natürlichen Zuflüsse im Frühjahr und Sommer in der euphotischen Zone einschichten. Die schlechte Korrelation zwischen Primärproduktion und Nährstofffrachten muss damit darauf zurückzuführen sein, dass die in den See gelangenden Nährstoffe von den Phytoplanktern nicht aufgenommen werden können (z.B. wegen der intensiven Sedimentation zusammen mit den Trübstoffen).

Da die Mittelgebirgs- und Voralpenstauseen bezüglich ihrer Zufluss- und Abflussverhältnisse sehr heterogen sind, ist es praktisch unmöglich, mit einfachen Modellen den Trophiegrad quantitativ zu prognostizieren. Die Anwendung dynamischer Modelle drängt sich auf.

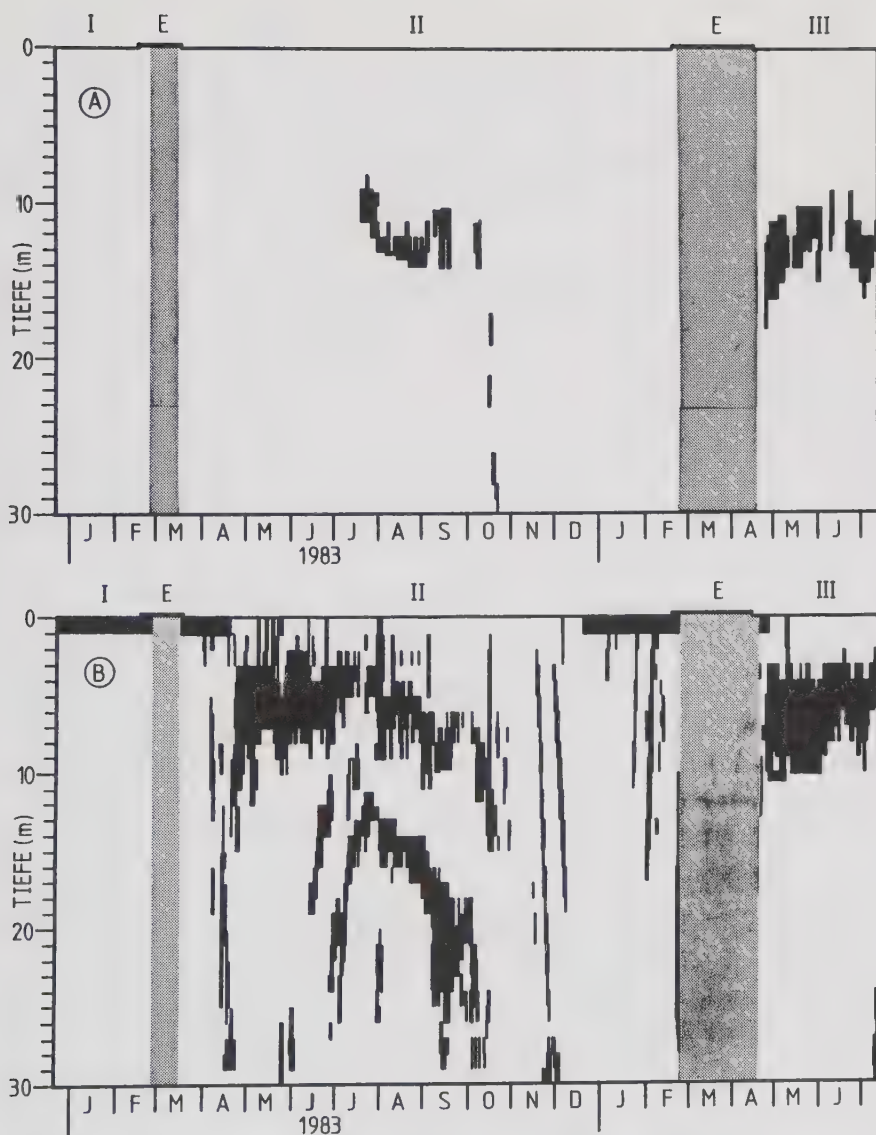


Abb. 24: Einschichttiefen des Pumpzuflusses (A) und der natürlichen Seezuflüsse (B). Dargestellt sind nur die obersten 30 m des Wasserkörpers; die gerasterte Fläche umfasst die Zeitspannen, während denen die Einschichttiefen nicht berechnet wurden. E bezeichnet die Perioden, während denen der See eisbedeckt war. Die Perioden I, II und III bezeichnen die drei Simulationsperioden des Modells.

Kapitel X

DIE MASSENILANZ DER SCHWEBSTOFFE UND DES GESAMTPHOSPHORS

In den statistischen Untersuchungen haben wir gesehen, dass Phosphor produktionsbegrenzender Nährstoff ist und dass die Trübstoffzufuhr stark negativ mit der Biomasse - angegeben als Chlorophyll a - und der Primärproduktion korreliert.

Anhand der Ergebnisse der Modellrechnungen bezüglich der Einschichtung der Zuflüsse und anhand der Messungen auf dem See soll in diesem Kapitel die Rolle des Gesamtposphors und der Trübstoffe für das Phytoplanktonwachstum diskutiert werden.

Die Phosphorzufuhr durch die Niederschläge auf die Seeoberfläche kann vernachlässigt werden. Sie beträgt weniger als 2 % der gesamten Phosphorzufuhr.¹⁴ Die Rücklösung von Phosphor aus den Seesedimenten muss nicht berücksichtigt werden, weil selbst dicht über dem Seegrund während der gesamten Untersuchungsperiode kein Orthophosphat nachgewiesen werden konnte.

10.1 Stoffzufuhr

Abb. 25 und Abb. 26 zeigen Gesamtposphor- und Schwebstoffzufuhr während der Untersuchungsperiode.

Die mittlere Trübstoffzufuhr ist während der Untersuchungsperiode ca. 9000 kgTS/d; die mittlere Gesamtposphorfracht ca. 8 kgP/d.

¹⁴ Die Nährstoffzufuhr durch Niederschläge wurde aus unveröffentlichten Daten von Keller (Eidgenössisches Amt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf) berechnet.

Aehnlich wie bei der Wasserzufuhr haben wir in den Frühjahrsmonaten (April bis Juni) grosse Frachten (ca. 10 kgP/d und ca. 20000 kgTS/d). Auffallend sind in dieser Zeit die häufigen kurzfristigen Extremwerte bei den Trübstoffen (bis ca. 170000 kgTS/d)

In den Monaten August und September sind die Gesamtphosphorfrachten ähnlich hoch wie im Frühjahr. Die Trübstofffrachten liegen dagegen nur bei ca. 10000 kgTS/d. Doch auch hier fallen die kurzfristig sehr hohen Trübstofffrachten auf (bis ca. 190000 kgTS/d). Sie sind durch die häufig auftretenden Gewitter bedingt.

Insgesamt nimmt die Trübstofffracht bei grossem Zufluss stärker zu als die Phosphorfracht.

10.2 Stoffexport

Gesamtphosphor- und Schwebstoffexport sind in Abb. 27 und Abb. 28 wiedergegeben.

Der mittlere Trübstoffexport beträgt während der Untersuchungsperiode 1400 kgTS/d; der mittlere Phosphorexport 1,3 kgP/d. Da die Stoffkonzentrationen in der Seetiefe nur um einen Faktor 3 schwanken, weisen die Stofffrachten einen mehr oder weniger ähnlichen Verlauf auf wie der Wasserabfluss.

Der tägliche Trübstoffexport erreicht im April 1983 mit ca. 7800 kgTS/d ein Maximum, der monatliche Trübstoffexport im Dezember 1982 mit ca. 3500 kgTS/d. Der maximale monatliche P-Export (ca. 4 kgP/d) liegt ebenfalls im Dezember, der maximale tägliche P-Export im Februar 1983 (7,5 kgP/d).

10.3 Sedimentation

In Abb. 30 sind die aus der Differenz zwischen Import und Export berechneten mittleren monatlichen Sedimentationen und die Sedimentationsraten für Schwebstoffe und Gesamtphosphor wiedergegeben. Zur Berechnung der Sedimentation verwendete ich die von Hakanson&Jansson (1983) angegebene einfache Modellvorstellung:

$$V_{SEE} \cdot dC_{SEE}^* / dt = Q_{IN} \cdot C_{IN} - Q_{OUT} \cdot C_{OUT} - k_T \cdot V_{SEE} \cdot C_{SEE}^* \quad [32]$$

$$S = k_T \cdot V_{SEE} \cdot C_{SEE}^* \quad [33]$$

V_{SEE} Seevolumen (m^3)

$Q_{SEE, IN, OUT}$

Volumen des Sees (SEE), resp. der Zuflüsse (IN), resp. des Abflusses (OUT) (m^3)

$C_{IN, OUT}$

Konzentration der Zuflüsse (IN), resp. des Abflusses (OUT) (kg/m^3)

C_{SEE}^* mittlere Konzentration im See (kg/m^3)

dC_{SEE}^* / dt

momentane Aenderung der mittleren Seekonzentration (kg/m^3d)

S Sedimentation (kg/d)

k_T Sedimentationsrate (d^{-1})

Statt der momentanen Konzentrationsänderung im See verwendete ich die Aenderung der mittleren täglichen Seekonzentrationen; da auch für das Seevolumen, den Zufluss und Abfluss und die Zufluss- und Abflussstoffkonzentrationen mittlere tägliche Werte angenommen wurden.

Die Sauerstoffkonzentration im Hypolimnion des Wägitaler Sees lag immer über 5 mg O_2 /l. Gleichzeitig konnte während der gesamten Untersuchungsperiode über dem Sediment kein Orthophosphat nachgewiesen werden. Deshalb konnte auf einen Term für die Rücklösung von Phosphat verzichtet werden.

Da die Probenahmen bis zu maximal 4 Wochen auseinanderlagen, berechnete ich die mittleren täglichen Seekonzentrationen durch lineare Interpolation. Die Angabe der Sedimentationsraten und der Austauschraten erfolgt als Monatsmittel.

Es wurden keine monatlichen flächenspezifischen Sedimentationsraten angegeben wie sonst in der Literatur üblich, da die Oberflächenschwankungen des Stausees einen direkten Vergleich der Daten verunmöglichen.

Der Fehler, der mit dieser Methode geschätzten Sedimentation dürfte zwischen 20 und 30 % liegen. Einerseits zeigen die Schätzungen der Nähr- und Trübstoffkonzentrationen der Zuflüsse teilweise beträchtliche Restvarianzen (vgl. Anhang), und andererseits sind die Schätzungen der mittleren täglichen Seekonzentrationen ebenfalls mit einem relativ grossen Fehler (ca. 10 %) behaftet.

Die berechneten Sedimentationen sind im April 1984 für beide Stoffe nicht signifikant von Null verschieden. Im April 1984 werden zwar beträchtliche Stofffrachten (ca. 10 kg P/d und ca. 10 kg TS/d) in den See transportiert, doch sind diese Frachten mit der verwendeten statistischen Methode offensichtlich zu gering geschätzt worden. Wenn wir die mittlere Sedimentationsgeschwindigkeit der Schwebstoffe berechnen, so erhalten wir Werte (ca. 10^{-3} cm/s), die mit denen in Bloesch&Burns (1980) und Rossknecht (1980) übereinstimmen.¹⁵ Bei den Sedimentationswerten vom April kann es sich deshalb nicht um Ausreisser handeln.

¹⁵ Die Sedimentationsgeschwindigkeit wird als Produkt aus der Sedimentationsrate und der mittleren Seetiefe berechnet.

Sedimentation der Trübstoffe:

Die mittlere Sedimentation während der Untersuchungsperiode ist 10400 kgTS/d. Die Sedimentation der Trübstoffe schwankt im Jahresverlauf extrem.

In den Monaten vom Oktober 1983 bis zur Eisschmelze im April 1984 und von Dezember 1982 bis März 1983 sind die Werte relativ gering (0-10000 kgTS/d). Mit beginnender Schneeschmelze schnellen die Werte stark nach oben. Im April 1983 ist die Sedimentation mit 23000 kgTS/d etwa gleich gross wie die Schwebstoffzufuhr. Das gleiche ist im Mai 1984 mit Sedimentationen von 20000 kgTS/d zu beobachten.

1983 nimmt die Trübstoffsedimentation vom April bis Oktober von 23000 kgTS/d auf 2000 kg TS/d ab. 1984 dagegen ist sie im Mai und Juni konstant 20000 kg TS/d, und steigt im Juli auf über 30000 kgTS/d an, was durch den Pumpspeicherbetrieb verursacht ist. 1983 nahmen die Trübstofffrachten von April bis Juli stetig ab, während sie 1984, bedingt durch die zunehmenden Pumpvolumina, von April bis Juni zunahmen.

Der starke Anstieg der Sedimentation Anfang Juli 1984 ist mit einem Zuflusereignis erklärbar, das während drei Tagen durchschnittlich 150000 kgTS/d Schwebstoffe in den See eingetragen hat.

Sedimentationsraten der Trübstoffe:

Die Sedimentationsraten der Trübstoffe im See verhalten sich ganz ähnlich wie die Sedimentationen. Sie schwanken zwischen Null (April 1984) und 15 y^{-1} (April 1983).

Aus dem Mittelwert von $5,9 \text{ y}^{-1}$ ergibt sich eine mittlere theoretische Verweilzeit von 54 Tagen. Berücksichtigt man die zu klein geschätzten Zuflussfrachten, so wird dieser Wert noch um einige Tage geringer. Dies bedeutet, dass die Schwebstoffe sehr schnell sedimentieren. Dabei besteht eine starke Rückkopplung zwischen der Schwebstoffkonzentration im See und

der Sedimentationsrate: Mit steigender Schwebstoffkonzentration im See nimmt die Sedimentationsgeschwindigkeit zu.

Das Phänomen kann auf zwei Arten erklärt werden. Einerseits könnte die von Osman-Sigg&Stumm (1982) für den Zürichsee beschriebene Koagulation suspendierter Partikel für die Rückkoppelung zwischen Schwebstoffkonzentration und Sedimentationsrate verantwortlich sein. Andererseits ist es jedoch auch möglich, dass bei grossen Zuflüssen mehr grössere und somit schneller sedimentierende Partikel in den See gelangen.

Sedimentation des Gesamtposphors:

Die mittlere Sedimentation des Phosphors ist während der Untersuchungsperiode 11,0 kgP/d. Die Sedimentation des Gesamtposphors verhält sich im Jahresverlauf sehr heterogen, verläuft aber meist parallel zur Sedimentation der Trübstoffe. Ausserdem nimmt die Gesamtposphorsedimentation stark zu, wenn die Phytoplanktonbiomasse ansteigt.

Im April 1983 erreicht die Sedimentation mit etwas mehr als 20 kgP/d das Jahresmaximum, das mit dem der Trübstoffe zusammenfällt.

Im Mai 1983 ist sie mit 7 kgP/d sehr viel niedriger und steigt dann bis zum Oktober 1983 auf fast 20 kgP/d an. Dieser Anstieg ist durch den parallel verlaufenden Anstieg der Phytoplanktonbiomasse zu erklären. **Warum die Biomasse im Sommer ansteigt**, wo doch mit zunehmender Biomasse die Sedimentationsrate für Gesamtposphor zunimmt, kann folgendermassen erklärt werden:

Die Gesamtposphorfrachten der Zuflüsse sind im Sommer kleiner als 15 kgP/d. Ab Mitte Juli wird zunehmend Wasser in den See zurückgepumpt. Das Pumpwasser besitzt einen grösseren Anteil an Orthophosphat (ca. 23 µgP/l) als die natürlichen Zuflüsse (ca. 5 µgP/l). Gleichzeitig vermischt sich das Pumpwasser mit dem Tiefenwasser des Sees und transportiert es in die phototrophe Schicht. Das Tiefenwasser des Sees hat im September und Oktober

1983 höhere Gesamtposphorkonzentrationen als das Oberflächenwasser. Dadurch kommt es zu einer relativ starken Zunahme von als Nährstoff assimilierbaren Phosphors in der phototrophen Schicht. Die Produktionsrate wird dadurch grösser als die Sedimentationsrate und die Biomasse steigt an. Hier muss angefügt werden, dass das Pumpwasser tiefer als die natürlichen Zuflüsse einschichtet und weniger Trübstoffe enthält als die natürlichen Zuflüsse. Dadurch dürfte sein Effekt auf eine mögliche Sedimentation von Phytoplanktern oder Orthophosphat geringer sein als bei den natürlichen Zuflüssen. Interessant ist in diesem Zusammenhang auch die Beobachtung Borers (1985), dass im September 1983 Phytoplankter vorherrschend waren, die im diurnalen Rhythmus Vertikalwanderungen ausführten und so die höheren Phosphorkonzentrationen an der unteren Grenze der phototrophen Schicht ausnützen können.

Im November nimmt die Sedimentationsrate des Phosphors ab und wird im April 1984 praktisch Null kgP/d. Dies wird sowohl mit der Abnahme der Gesamtposphorzufuhr, als auch mit der Abnahme der Biomasse erklärt. Ab Mai 1984 (18 kgP/d) steigt die Sedimentation bis zum Juli 1984 (27 kgP/d) wieder stark. Dies kann auf die Zunahme der Biomasse und die erhöhte Sedimentation zurückgeführt werden.

Die Biomasse ist im Frühjahr 1984 doppelt so hoch wie im Frühjahr 1983, was durch die verbesserte Nährstoffversorgung durch das Pumpwasser bedingt ist.

Sedimentationsraten des Gesamtposphors:

Die Sedimentationsraten des Gesamtposphors verhalten sich sehr ähnlich wie die entsprechenden Sedimentationen. Dies bedeutet, dass es beim Gesamtposphor wie schon bei den Trübstoffen einen positiven Rückkopplungsmechanismus zwischen Sedimentation und Sedimentationsgeschwindigkeit gibt.

Die mittlere Sedimentationsrate ist mit $7,9 \text{ y}^{-1}$, was einer mittleren theoretischen Verweilzeit des Gesamtphosphors von 42 Tagen entspricht, nicht signifikant von der mittleren Sedimentationsrate der Trübstoffe ($5,9 \text{ y}^{-1}$) verschieden.

10.4 Trübstoffkonzentration im See

Abb. 30 zeigt die mittleren Trübstoffkonzentrationen des Sees. Vergleicht man sie mit den Trübstoffzufuhren von Abb. 26, so sieht man, dass die Saisonalität der Trübstoffkonzentrationen des Sees sehr stark von der der Zuflüsse geprägt ist.

Dies wird besonders im Frühjahr 1984 deutlich. Ende April, Anfang Mai 1984 erreicht die Trübstoffzufuhr an einzelnen Tagen bis zu 80000 kgTS/d . Dadurch steigt die Schwebstoffkonzentration im See von 4 auf 13 mgTS/l an.

Ein ähnlich einschneidendes Ereignis zeigt sich im August 1983: Am 2. August 1983 bringt ein Gewitter ca. 190000 kgTS/d Trübstoffe, was die mittlere Konzentration im See von 4 auf 13 mgTS/l ansteigen lässt. Wegen der grossen Sedimentationsraten nehmen die Konzentrationen im See jedoch wieder innerhalb von zwei Wochen von 13 mgTS/l auf 6 mgTS/l ab.

Im August und September 1983 fallen die extrem hohen mittleren monatlichen Trübstoffkonzentrationen (9 mgTS/l) auf. Trotz dieser hohen Trübstoffkonzentrationen nimmt die Sedimentation in diesen beiden Monaten im Vergleich zu den Vormonaten ab. Eine mögliche Erklärung könnte beim Pumpspeicherebetrieb zu suchen sein. Im August und September sind die Trübstofffrachten des Pumpzuflusses maximal. Da im Rempenbecken, bevor das Wasser hinauf gepumpt wird, ein Teil der grossen Partikel bereits sedimentiert ist, gelangen verhältnismässig viele kleine, langsam sedimentierende Partikel in den Wägitaler See.

In der Isoplethendarstellung der Seekonzentrationen (Abb. 32) sind die Zuflussereignisse (z.B. im Juni, Juli und August) als ausgeprägte Konzentrationsmaxima zu erkennen. Dadurch wird das Bild der räumlichen und zeitliche Trübstoffverteilung während der Sommerstagnationsperiode sehr heterogen.

Im Frühjahr 1983 sind die einzelnen Trübstofffrachten als diskrete Einschichtungen in den obersten 20 m des Sees zu erkennen. Die Verhältnisse im Frühjahr 1984 sind komplizierter als im Vorjahr, da in dieser Zeit regelmässig trübes Pumpwasser in den See gelangt; in diesem Jahr ist die Trübstoffkonzentration im Mai und Juni grösser (7,5 mgTS/l) als im Jahr 1983 (Mai-Juli: 6,5 mgTS/l).

10.5 Gesamtposphorkonzentration im See

Die Gesamtposphorkonzentrationen im See (Abb. 31, Abb. 33) verlaufen parallel zu denen der Trübstoffe. Auch hier wird die mittlere Seekonzentration von einzelnen Zuflussereignissen geprägt, doch ist der Effekt bei weitem nicht so stark wie bei den Trübstoffen. Die Abnahme der Gesamtposphorkonzentration des Sees nach einem Zuflussereignis erfolgt ebenso rasch wie bei den Trübstoffen.

Die räumliche und zeitliche Verteilung der Gesamtposphorkonzentrationen stimmen mit der der Trübstoffe gut überein, was Egloff (1986) mit Korrelationsrechnungen bestätigt hat.

Die Gesamtposphorkonzentration im See entspricht ungefähr der Konzentration an partikulär gebundenem Phosphor, da im See die Orthophosphatkonzentration unter der Nachweisgrenze (1 µg/l) liegt und die Konzentration an gelöstem organischen Phosphor mit durchschnittlich 1 µg/l vernachlässigbar gering ist.

Das Pumpwasser hat durchschnittlich eine dreimal höhere Orthophosphatkonzentration (23 µg/l) als das Wasser der natürlichen Zuflüsse. Im Früh-

jahr 1984 beeinflusst es die Nährstoffversorgung in der phototropen Schicht entscheidend, da die von ihm eingetragenen Orthophosphatfrachten, trotz der tieferen Einschichtung und wegen der kleineren Trübstoffkonzentrationen, den Phytoplanktern besser zur Verfügung stehen. Die flächenspezifische Chlorophyll a - Konzentration ist im Mai und Juni 1984 fast doppelt so hoch wie im Zeitraum des Vorjahres. Die Gesamtphosphorkonzentration ist jedoch nur um ca. 1,5 µgP/l höher.

10.6 Vergleich mit natürlichen Voralpenseen

Nydegger (1967) und Wright (1980) haben am Brienzer- und Bielersee festgestellt, dass es im Bereich der Thermokline zu einer Ansammlung von Schwebstoffen kommt. Wright beschreibt wie diese "gefangenen Schwebstoffe" mit beginnender Herbstzirkulation sehr schnell sedimentieren.

Diese Phänomene können im Wägitaler See nicht festgestellt werden, weil während der Sommerstagnationsperiode keine ausgeprägte Thermokline vorhanden ist.

Wright (1980) untersuchte die Sedimentation von Calcit, das durch biogene Entkalkung entstanden war. Die Sedimentationsraten liegen bei 9,5 g $\text{CaCO}_3/\text{m}^2\text{d}$. Mit einer Aufenthaltszeit von nur 0,18 y ist die hydraulische Belastung des Bieler See um ein Vielfaches grösser als die des Wägitaler Sees. Trotzdem sedimentieren im Bieler See 98 % des autochthonen Calcits. Zwar kann im Wägitaler See wegen der geringen Primärproduktion keine biogene Entkalkung festgestellt werden, doch handelt es sich bei den allochthonen Schwebeteilchen ebenfalls vorwiegend um Calcit. Bedenkt man, dass trotz der sehr kurzen Wasseraufenthaltszeiten im Bieler See fast 100% der Trübstoffe sedimentieren, so wird noch einmal verdeutlicht, wie stark Trübstoffhorizonte in Voralpenseen von momentanen Frachtereignissen geprägt sind und wie kurzlebig diese Trübstoffhorizonte sind.

10.7 Zusammenhänge zwischen dem Stoffhaushalt und der Phytoplankton-biomasse

Aus den bisherigen Untersuchungen können folgende Aussagen bezüglich der Zusammenhänge zwischen der Stoffzufuhr, der Stoffsedimentation und der Primärproduktion und Biomasse gemacht werden:

- Trübstoffzufuhr und Gesamtphosphorzufuhr stehen in engem Zusammenhang. Dabei beträgt die Orthophosphatfracht im Durchschnitt nur 10 % der partikelgebundenen Phosphorfracht.
- Wegen des hohen Anteils an partikulärem Phosphor verhält sich die Phosphorsedimentation im See sehr ähnlich wie die Trübstoffsedimentation.
- Gesamtphosphorsedimentation und die Sedimentationsrate nehmen bei zunehmender Biomasse und wachsender Trübstoffkonzentration zu.
- Die Primärproduktion und die Chlorophyll a-Konzentration (Biomasse) ist stark negativ mit den Gesamtphosphor- und Trübstofffrachten der natürlichen Zuflüsse korreliert.

Es stellt sich nun die Frage, **warum die Stofffrachten der Zuflüsse die Primärproduktion und die Biomasse vermindern.**

Koschel (1983) hat den Einfluss der biogenen Entkalkung auf die Primärproduktion und Biomasse in mehreren Seen der DDR untersucht. Er kommt zum Schluss, dass folgende drei Phänomene die Ursache der Abnahme der Primärproduktion und der Biomasse sein können:

1. Die Zunahme der Lichtextinktion durch die Trübung des Wassers.
2. Das Orthophosphat adsorbiert an das Calcit und sedimentiert mit diesem.
3. Die Phytoplankter koagulieren mit dem Calcit und werden so rasch ausgefällt.

Da auch im Wägitaler See einer oder mehrere dieser Mechanismen für die Verminderung der Primärproduktion und der Biomasse verantwortlich sind, sollen sie einzeln diskutiert werden:

1. *DIE LICHTEXTINKTION*

Bei einer Erhöhung des Trübungstoffgehaltes um 5 mgTS/l nimmt die Lichtextinktion durchschnittlich um 40 % zu.

Sprünge der Trübungstoffkonzentration um 5 mgTS/l kommen während der Sommerstagnationsperiode häufig vor. Sie können bewirken, dass die euphotische Tiefe um mehr als 5 m abnimmt.

Wegen der komplexen Mischungsverhältnisse in den obersten 15 m des Sees, der in der Vertikalen meist eng begrenzeten Zuflusseinschichtung und einer möglichen Ausfällung von P-Nährstoffen und Phytoplanktern durch die suspendierten Schwebstoffe könnte der Einfluss der Lichtklimaschwankungen auf die Primärproduktion nur mittels eines dynamischen Produktionsmodells quantifiziert werden.

2. *DIE AUSFÄLLUNG VON ORTHOPHOSPHAT*

Osman-Sigg (1982) betont die Bedeutung partikulärer Stoffe für den Stoffhaushalt eines Sees. Schwebstoffe können Phosphate anlagern und einbauen und durch Absetzen aus der phototrophen Zone transportieren. Giovanoli et al. (1980) untersuchte die chemische Zusammensetzung der sedimentierenden Partikel des Zürichsees. Er fand, dass der mineralische Anteil vor allem aus CaCO_3 und Quarz ($\alpha\text{-SiO}_2$) bestand und identifizierte Eisen-III-Oxide und -Hydroxide als die wichtigsten Phosphat fällenden Substanzen. Quantitativ fallen sie jedoch für die Phosphatfällung im Wägitaler See nicht ins Gewicht.

Koschels (1983) Untersuchungen zur biogenen Entkalkung bestätigen Giovanolis Beobachtungen: Bei der Sedimentation von autochthon entstandenem Calcit ist die Koprecipitation des Orthophosphats vernachlässigbar. Calcit hat nur eine geringe Sorptionskapazität für Phosphate, wenn der pH-Wert des Wassers unter 9 liegt.

Im Zuflusswasser konnte immer Orthophosphat gemessen werden (Mittelwert: 7 $\mu\text{g P/l}$); deshalb mussten die chemischen Bindungsstellen

an den mitgeführten Partikeln bereits mit Phosphationen besetzt sein. Da im See wegen der fehlenden biogenen Entkalkung keine wesentliche Vermehrung autochthoner anorganischer Partikel stattfand, kann das rasche Verschwinden des zugeführten Orthophosphates im See nicht durch Anlagerung erfolgt sein. Man darf annehmen, dass das durch Zuflüsse eingebrachte oder durch Mineralisation von Biomasse freiwerdende Orthophosphat vollumpfänglich den Phytoplanktern zur Verfügung stand.

3. *DIE AUSFÄLLUNG VON PHYTOPLANKTERN*

Bis jetzt haben wir gesehen, dass bei grossen Zuflussereignissen während der Sommerstagnation einerseits das Lichtklima verschlechtert und andererseits durch die erhöhte Orthophosphatzufuhr die Nährstoffversorgung verbessert wird. Keines dieser Phänomene kann die Abnahme der Biomasse unmittelbar nach starken Zuflussereignissen erklären. Dafür muss die Sedimentation der Trübstoffe verantwortlich sein.

Die Sedimentationsrate des Gesamtphosphors steht in sehr engem Zusammenhang mit der der Trübstoffe. Daraus muss geschlossen werden, dass es zu einer sehr effizienten Koprezipitation von Phytoplanktern und Schwebstoffen kommt. Dafür sprechen ebenfalls die im Durchschnitt gleich grossen Sedimentationsraten von Trübstoffen und Gesamtphosphor. Uebrigens konnten auch Hamm&Kucklentz (1981) feststellen, dass nach grossen Zuflüssen die Biomasse der Phytoplankter im voralpinen Kochelsee enorm abnimmt.

Der Mechanismus zwischen der Zunahme der Sedimentation der Phytoplankter und der Trübstoffe kann hier nicht geklärt werden. Trotzdem muss die wichtige Kontrollfunktion, die die Koprezipitation für die Primärproduktion hat noch einmal betont werden.

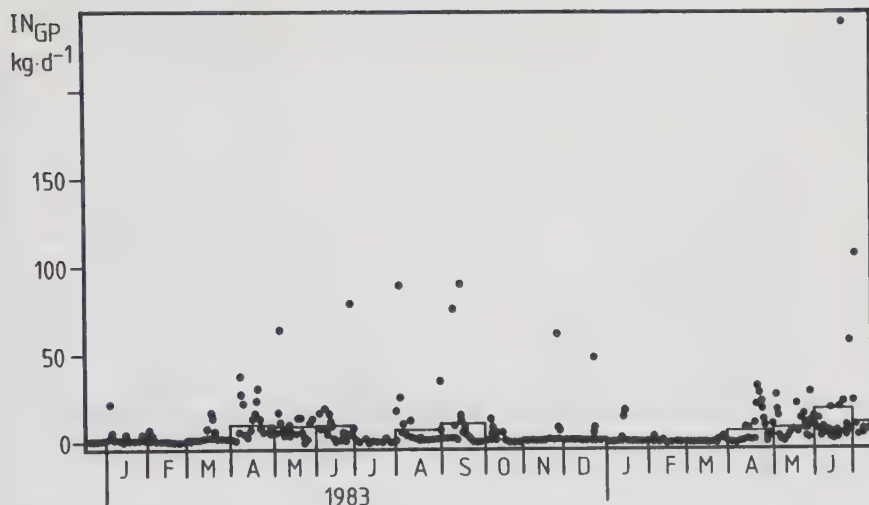


Abb. 25: Jahresverlauf der Gesamtphosphorfrachten der Zuflüsse. Punkte bedeuten tägliche Frachten; Balken mittlere monatliche Frachten.

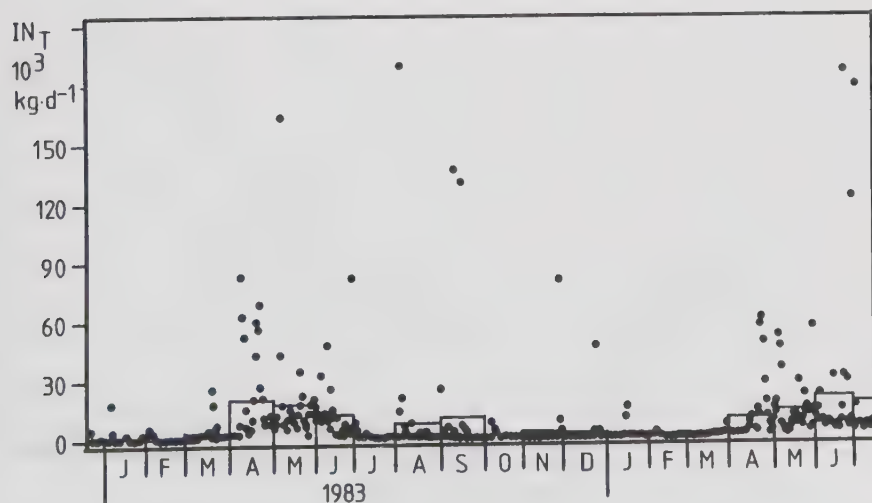


Abb. 26: Jahresverlauf der Schwebstofffrachten der Zuflüsse. Punkte bedeuten tägliche Frachten; Balken mittlere monatliche Frachten.

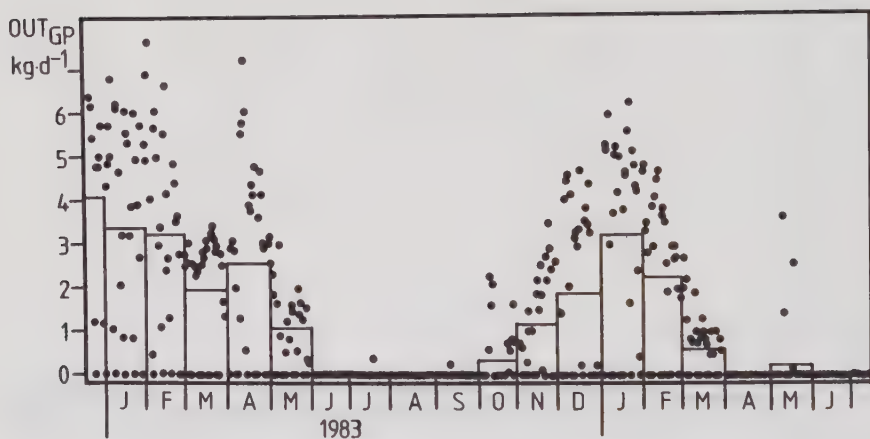


Abb. 27: Jahresverlauf der Gesamtposphorfrachten des Abflusses. Punkte bedeuten tägliche Frachten; Balken mittlere monatliche Frachten.

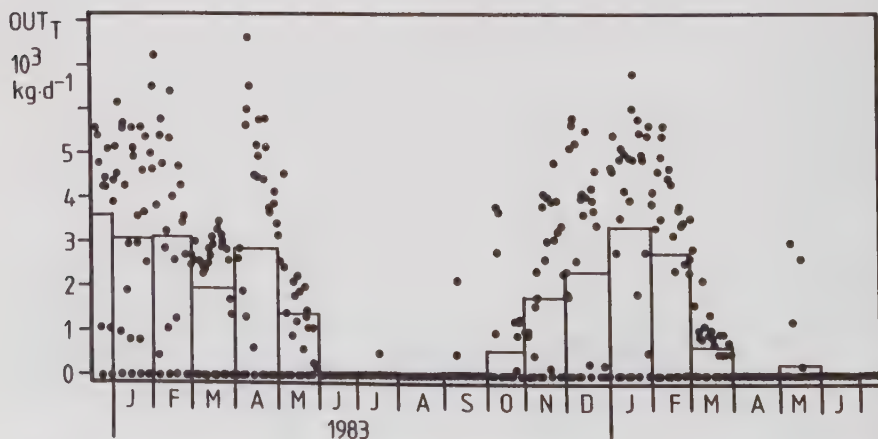


Abb. 28: Jahresverlauf der Schwebstofffrachten des Abflusses. Punkte bedeuten tägliche Frachten; Balken mittlere monatliche Frachten.

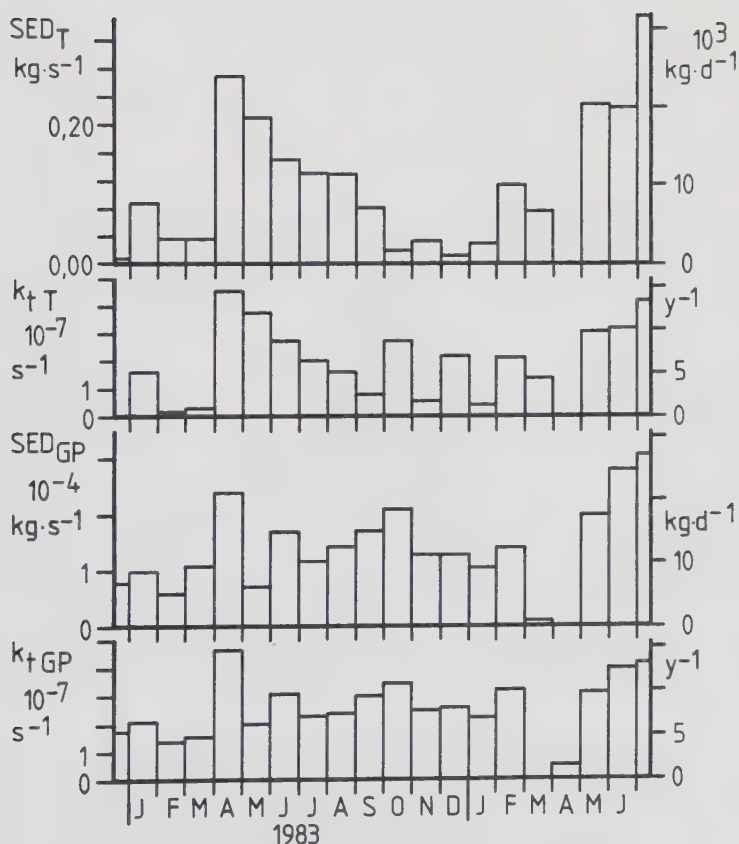


Abb. 29: Monatliche Sedimentation und Sedimentationsraten von Gesamtphosphor und Schwebstoffen.

SED_T = Sedimentation der Trübstoffe; SED_{GP} = Sedimentation des Gesamtphosphors; k_tT = Sedimentationsrate der Trübstoffe; k_tGP = Sedimentationsrate des Gesamtphosphors.

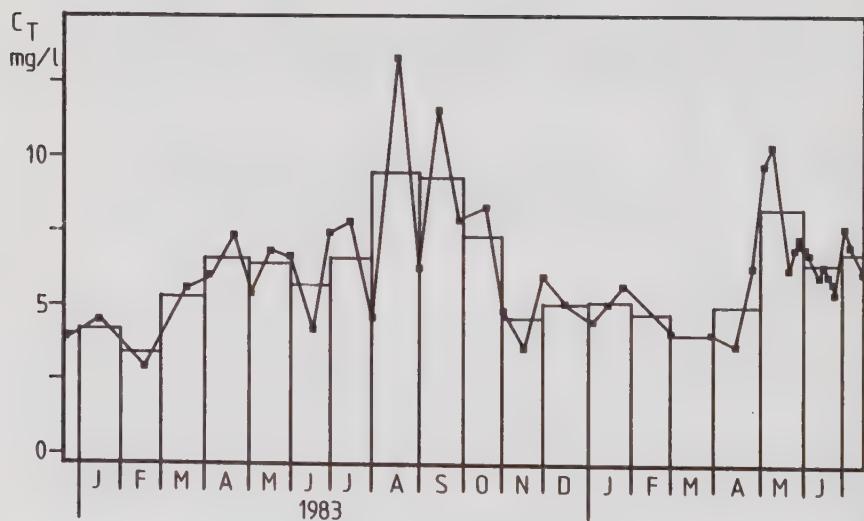


Abb. 30: Mittlere vertikale Schwebstoffkonzentration im See. Punkte sind Mittelwerte der Messwerte an den Untersuchungstagen; Histogramme sind monatliche Mittelwerte, berechnet aus den durch lineare Interpolation gewonnenen täglichen, mittleren vertikalen Trübstoffkonzentrationen.

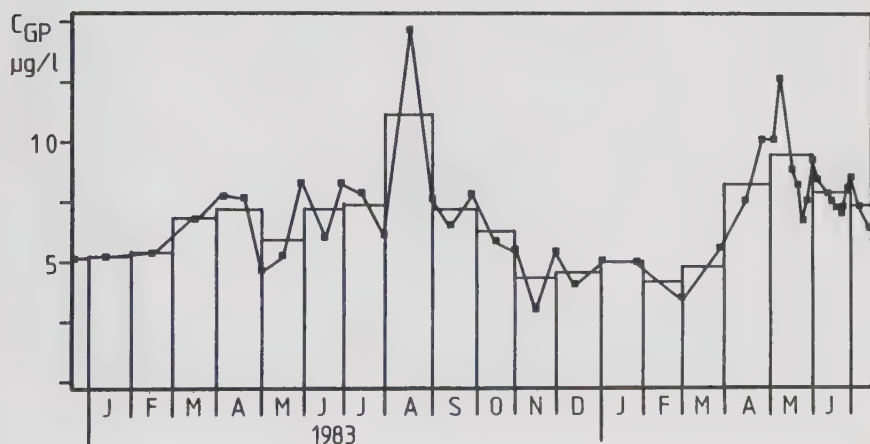


Abb. 31: Mittlere vertikale Gesamphosphorkonzentration im See. Punkte sind Mittelwerte der Messwerte an den Untersuchungstagen; Histogramme sind monatliche Mittelwerte, berechnet aus den durch lineare Interpolation gewonnenen täglichen mittleren vertikalen Gesamphosphorkonzentrationen.

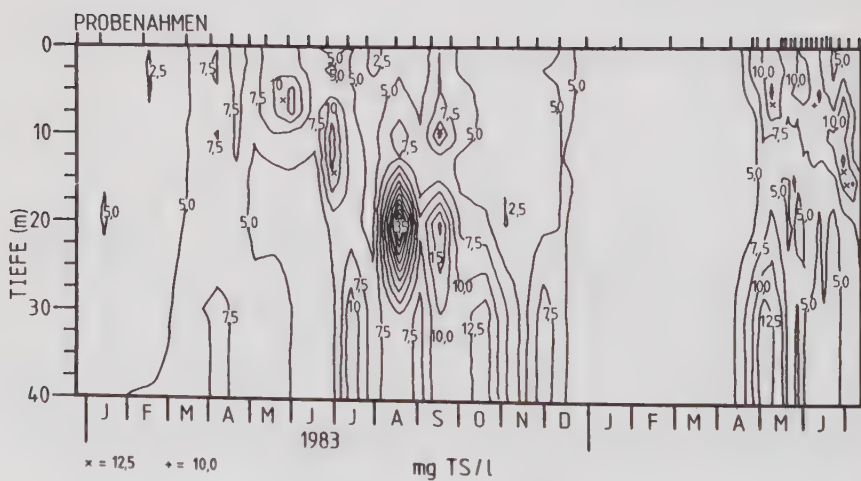


Abb. 32: Vertikale und zeitliche Verteilung der Schwebstoffkonzentrationen im See. Mit "PROBENAHMEN" ist auf der oberen horizontalen Koordinatenachse die Probenahmefrequenz bezeichnet.

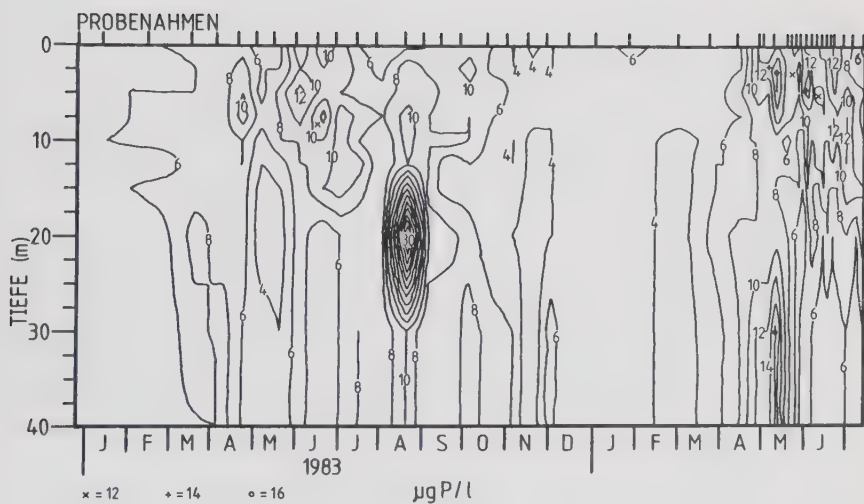


Abb. 33: Vertikale und zeitliche Verteilung der Gesamtphosphorkonzentrationen im See. Mit "PROBENAHMEN" ist auf der oberen horizontalen Koordinatenachse die Probenahmefrequenz bezeichnet.

Kapitel XI

AUSWIRKUNGEN UNTERSCHIEDLICHER PUMPSPEICHERSZENARIEN

In den bisherigen Ausführungen habe ich gezeigt, dass der Pumpspeicherbetrieb von entscheidendem Einfluss auf die Nährstoffversorgung der Phytoplankter ist. Um die Auswirkungen von verschieden starken Pumpzuflüssen und Abflüssen klarer zu zeigen, haben ich die zwei folgenden extremen hydrologischen Szenarien mit dem Modell DYRESM5A durchgerechnet:

1. **Szenarium "NULL":** Es wird kein Wasser vom Rempenbecken in den Wägitaler See zurückgepumpt. Der Abfluss wird um den eliminierten Pumpzufluss vermindert. Die restlichen Modellvariablen entsprechen den Verhältnissen während der Untersuchungsperiode.
2. **Szenarium "MAX":** Die von der Pumpanlage maximal förderbare Wassermenge ($258 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$) wird täglich während der Nacht in den See zurückgepumpt (Pumpzeit: 14,3 h) und während der Spitzenbelastung des Elektrizitätsnetzes wieder abgelassen. Alle übrigen Variablen entsprechen wiederum den Verhältnissen während der Untersuchungsperiode.

Durch den intensiven Pumpspeicherbetrieb dürfte die Wassertemperatur im Rempenbecken abnehmen. Dieser Effekt wird vernachlässigt.

Für die Trübstofffracht des zurückgepumpten Wassers werden $0,039 \text{ kgTS/m}^3$ angenommen, was dem Mittelwert der gemessenen Trübstoffkonzentrationen im Rempenbecken entspricht.

Die Simulationsperioden wurden so ausgewählt, dass der Beginn jeweils mit den für die Simulationen der natürlichen Seetemperaturen verwendeten Daten

(21. Dezember 1982, 16. März 1983, 25. April 1984) zusammenfällt, wobei als Anfangswert die entsprechenden gemessenen Seetemperaturen verwendet wurden. Die Simulationen wurden im Winter zwei Wochen nach dem Zeitpunkt abgebrochen, an dem die Oberflächentemperatur an zwei aufeinanderfolgenden Tagen $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ waren. Die Ergebnisse der simulierten Seetemperaturen beider Szenarien sind in Abb. 34 und Abb. 35 wiedergegeben.

11.1 Vergleich der Wassertemperaturen

Vergleicht man die Wassertemperaturen der beiden Szenarien, so fällt folgendes auf:

- Vom 16. März bis Mitte September 1983 sind die Temperaturen der obersten 5 m des Sees sehr ähnlich. Einzelne meteorologische Ereignisse wirken sich fast gleich auf die Oberflächentemperaturen des Sees aus.
- Unterhalb 5 m Seetiefe treten bereits kurz nach der Stratifikation starke Abweichungen auf. Beim Szenarium "NULL" wird das Tiefenwasser langsamer erwärmt (in 25 m Tiefe $0,02\text{ }^{\circ}\text{C/d}$, in 40 m Tiefe $0,01\text{ }^{\circ}\text{C/d}$) als im Szenarium "MAX" (in 25 m Tiefe $0,06\text{ }^{\circ}\text{C/d}$, in 40 m Tiefe $0,02\text{ }^{\circ}\text{C/d}$). Ende September ist das Wasser in 50 m Tiefe im Szenarium "MAX" mit $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ um $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ wärmer als im Szenarium "NULL".
- Ist im Fall "NULL" während des Frühjahrs und Sommers eine vertikale Unterteilung in Epilimnion und Hypolimnion zu beobachten, so fehlt diese Unterteilung beim Fall "MAX" nahezu vollständig. Ende Sommer zeigt der See beim Szenarium "MAX" einen praktisch konstanten Temperaturgradienten von der Oberfläche bis zum Grund.
- Noch Ende August ist in beiden Szenarien die durchmischte Zone erst 6 m tief, doch Mitte Oktober liegt die Durchmischungstiefe für die Variante "MAX" bereits bei 20 m, das heisst 10 m tiefer als in der Variante "NULL".

- Beim Szenarium "MAX" fällt auf, dass sich das Tiefenwasser ab Anfang Oktober stark abkühlt. Im November kommt es dadurch zwischen 40 und 50 m Seetiefe zu einer Temperatursprungschicht.

Die Abkühlung des Tiefenwassers ist mit der Einschichtung der Zuflüsse in der Seetiefe zu erklären. Weil der See Anfang Oktober in 40 m Tiefe eine Temperatur von 12 °C hat, schichten die im Herbst bereits sehr kalten Zuflüsse - ihre Temperatur ist meist kleiner als 7 °C - unterhalb 40 m ein. Der Abfluss entzieht dem See in dieser Zeit praktisch kein Wasser aus den untersten 14 m des Sees. Deshalb entsteht zwischen 10 und 20 m über dem Seegrund eine Sprungschicht.

- Bis Ende Februar kommt es im See mit maximalem Pumpspeicherbetrieb nicht zur Vollzirkulation. Der See bleibt in der Tiefe zwischen 4 und 6 °C warm.

Da die natürlichen Zuflüsse Ende Dezember 1983 alle an der Oberfläche einschichten, bildet sich im Januar und Februar in den obersten 3 m des Sees eine Schicht mit Wassertemperaturen zwischen 0,1 und 4 °C aus (vgl. Abb. 35). Diese Schicht bewirkt, dass die Wärmeverluste durch die Oberfläche teilweise geringer sind als der Wärmegewinn durch die langwellige Einstrahlung und Globalstrahlung. Der See wird so zur extremen Wärmefalle.

Die Modellrechnungen haben für den Fall "MAX" gezeigt, dass die oberflächliche Schicht kalten Wassers sehr instabil ist. Während des Tages wird sie bei schönem Wetter und kleinen Zuflussvolumina oft auf 4 °C erwärmt. Dadurch kommt es zur konvektiven Mischung mit tieferen Wasserschichten, die wärmer als 4 °C sind. Durch diesen Mechanismus wird die Abkühlung des Oberflächenwassers auf 0 °C und somit die Ausbildung einer Eisdecke stark verzögert oder vollständig verhindert.

- Die im letzten Punkt für den Fall "MAX" beschriebenen Mechanismen führen dazu, dass der See im Frühjahr 1984 zum Zeitpunkt der begin-

nenden Temperaturschichtung wärmer ist, als im See unter natürlichen Bedingungen. Dies bedeutet, dass die Wassertemperaturen im Szenarium "MAX" im Frühjahr und Sommer 1984 zu niedrig berechnet werden, da ich bei beiden Szenarien von gemessenen Temperaturprofilen ausgegangen bin. Da das Modell DYRESM die Eisbedeckung nicht simuliert, kann der Gleichgewichtszustand der Wassertemperaturen bei stark veränderten hydrologischen Bedingungen nicht berechnet werden.

- Im Szenarium "NULL" kühlt der See Ende Februar auf unter 2 °C ab - dies im Gegensatz zum Szenarium "MAX", wo der See unterhalb 10 m Tiefe immer noch wärmer als 4 °C ist. Ab Mitte Dezember bis Mitte Februar ist der See voll durchmischt. Ende Februar kommt es zur inversen Temperaturschichtung. Jetzt kühlt das Oberflächenwasser innert weniger Tage auf 0 °C ab.

Zusammenfassend heisst dies, dass der Pumpspeicherbetrieb den Wärmeinhalt des Sees erhöht; die Hypolimniontemperaturen nehmen zu. Der See wird weniger stabil und mischt im Herbst früher bis zum Grund. Durch den grösseren Wärmeinhalt wird die Eisbildung verzögert. Die Erwärmung des Tiefenwassers erfolgt vor allem durch den vom Pumpzufluss verursachten advektiven Wärmefluss. Wegen der Abnahme der Stabilität des Sees nimmt jedoch auch die vertikale Eddydiffusion zu.

11.2 Vergleich der Einschichtung der Seezuflüsse

Während des Frühjahrs und des Sommers schichten die **natürlichen Seezuflüsse** bei beiden Szenarien praktisch in den gleichen Tiefen ein wie beim natürlichen Zustand. Dies hat folgenden Grund: Die natürlichen Seezuflüsse vermischen sich mit dem in allen durchgerechneten Szenarien gleich warmen Oberflächenwasser. Im Herbst stossen die natürlichen Seezuflüsse im Szenarium "NULL" fast zwei Wochen früher als beim Szenarium "MAX" in die See-

tiefe vor, um dann bereits in der dritten Novemberwoche, fünf Wochen früher als beim maximalen Pumpzufluss, wieder an die Oberfläche zu steigen. Das **Pumpwasser** schichtet im Szenarium "MAX" im Frühjahr und Sommer allgemein um ca. 5 m tiefer ein als beim natürlichen Zustand. Im Herbst schichtet sich der Pumpzufluss schneller in grösseren Tiefen ein, während er im Frühjahr erst 14 Tage später in die euphotische Schicht gelangt als beim natürlichen Zustand des Sees.

11.3 Die Nährstoffversorgung der euphotischen Schicht

Im **Szenarium "NULL"** verschlechtert sich die Nährstoffversorgung der phototrophen Schicht im Frühjahr und Sommer, da die vom Pumpzufluss erzeugte Rezirkulation von Tiefenwasser fehlt und die Eddydiffusion kleiner ist. Dagegen sind die Bedingungen im Herbst für die Primärproduktion günstiger, durch die verzögerte Vertikaldurchmischung das Lichtangebot für das Phytoplankton besser wird. Die starke Abkühlung des Sees im Winter dürfte hingegen eine Verminderung der Produktion bewirken.

Beim **Szenarium "MAX"** wird die Nährstoffversorgung der trophogenen Zone einerseits durch die Nährstofffracht des Pumpwassers und des von ihm mitgeführten Tiefenwassers des Sees verbessert. Andererseits nimmt die Eddydiffusion stark zu, wodurch ein zusätzlicher Nährstofffluss von der Seetiefe an die Oberfläche erzeugt wird.

Bei Pumpspeicherbetrieb wirkt der Stausee im Frühjahr und Sommer somit als sehr effizientes Rezirkulationssystem für Nährstoffe. Besonders drastisch könnten die Auswirkungen in einem eutrophen See mit Rücklösung von Phosphaten aus dem Sediment werden, weil eine extreme Rezirkulation von Phosphat stattfinden würde. Da jedoch gleichzeitig Tiefenwasser abgeführt würde, lässt sich dieser Fall nur anhand von Modellrechnungen quantifizieren.

Im Szenarium "MAX" dürfte die Primärproduktion im Spätherbst kleiner werden als die von uns während dieser Periode im See gemessenen Werte, da der See dann während fast zwei Monaten bis in 40 m Tiefe durchmischt ist.

Insgesamt bedeutet dies, dass bei zunehmendem Pumpspeicherbetrieb der See stark eutrophiert werden dürfte.

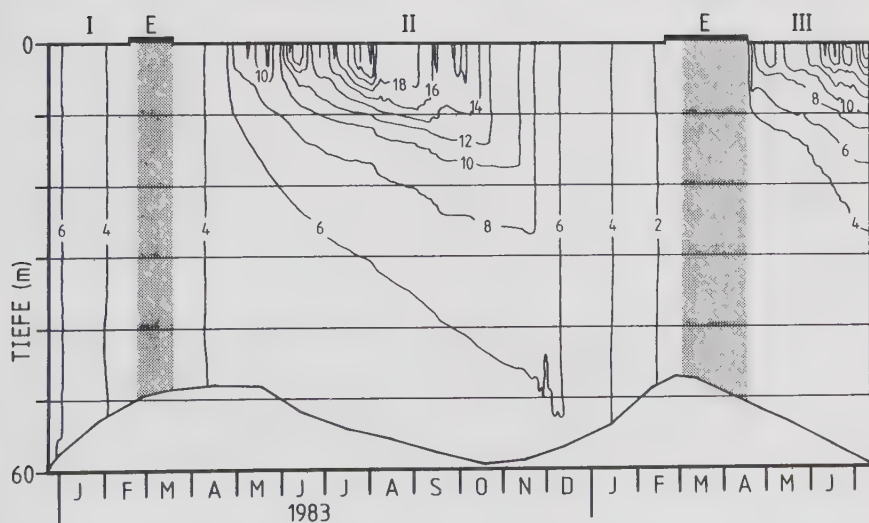


Abb. 34: Mit dem Modell DYRESM5A berechnete Temperaturen im Wägitalee See für ein Szenarium ohne Pumpzufluss ("NULL"). Als Anfangswerte der drei Phasen (I,II,III) dienen die gemessenen Temperaturen vom 21. Dezember 1982, 16. März 1983 und 25. April 1984. Die gerasterten Flächen bezeichnen die Perioden, während denen die Temperaturen nicht berechnet wurden. Mit E sind Perioden bezeichnet, während denen der See zugefroren war.

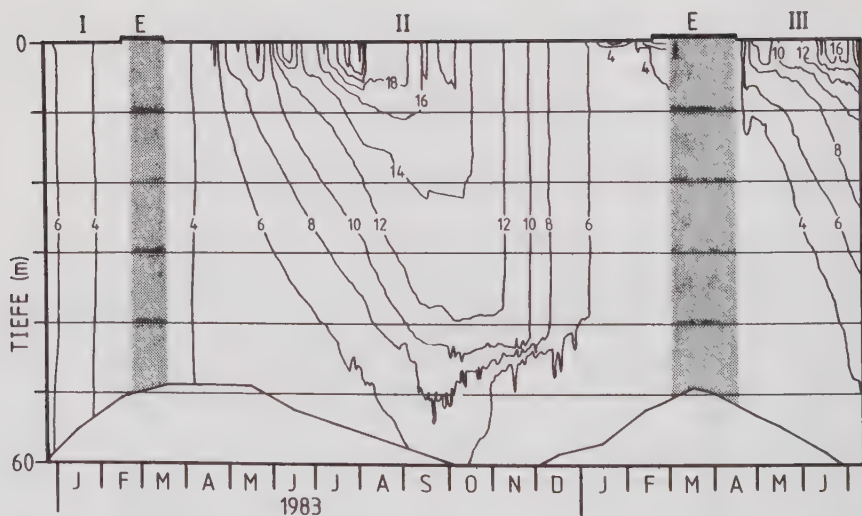


Abb. 35: Mit dem Modell DYRESM5A berechnete Temperaturen im Wägitalsee für ein Szenarium mit maximalem Pumpzufluss ("MAX"). Dieses hypothetische Szenarium geht von einer täglichen Pumpwasserumwälzung von $528 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ aus. Als Anfangswerte der drei Phasen (I, II, III) dienen die gemessenen Temperaturen vom 21. Dezember 1982, 16. März 1983 und 25. April 1984. Die gerasterten Flächen bezeichnen die Perioden, während denen die Temperaturen nicht berechnet wurden. Mit E sind Perioden bezeichnet, während denen der See zugefroren war.

Kapitel XII

ZUSAMMENFASSUNG

12.1 Problemstellung

In den letzten Jahrzehnten wurden die Stauseen der Mittelgebirgs- und Voralpenregion, die der Elektrizitätserzeugung dienen, vermehrt für die Speicherung von Ueberschussenergie genutzt, indem Wasser von tiefer gelegenen Seen oder Flüssen zurückgepumpt wird.

In der vorliegenden Arbeit wird der Zusammenhang zwischen dem Wasserregime von Pumpspeicherseen und der Primärproduktion und Biomasse der Phytoplanktonpopulation untersucht. Der Wägitaler See diente dabei als Beispiel, insbesondere die im Zeitraum vom 21. Dezember 1982 bis 12. Juli 1984 gesammelten Messdaten.

Zur Beantwortung der Fragestellung untersuchte ich vor allem die Beziehung zwischen den hydrologischen Variablen einerseits (Wasserzufuhr via Zuflüsse und Pumpbetrieb, Abfluss via Kraftwerk) und den physikalisch-chemischen Verhältnissen im See andererseits. Zu letzteren gehören die vertikale Mischung im See, der Nährstofftransport in die phototrophe Zone und die Beeinflussung der vertikalen Strahlungsverteilung durch anorganische Trübstoffe.

Durch die statistische Analyse der Daten wurden vorerst Hypothesen aufgestellt. Diese wurden mittels eines eindimensionalen Temperaturmodells im Detail geprüft. Schliesslich diente das Modell zur Voraussage der Produktion im See unter extremer hydraulischer Bewirtschaftung. Die beiden Szenarien "NULL" (kein Pumpspeicherbetrieb) und "MAX" (maximal möglicher Pumpspeicherbetrieb) wurden hierzu miteinander verglichen.

12.2 Statistische Untersuchungen

Das oben angedeutete multivariate Beziehungsnetz wurde mittels Faktorenanalyse qualitativ beschrieben: Danach steuert neben dem Lichtklima und der Wassertemperatur die Orthophosphatkonzentration in der phototrophen Schicht die Primärproduktion. Ob hierbei noch weitere Nährstoffe die Photosynthese kontrollieren, kann in der vorliegenden Untersuchung nicht beantwortet werden.

Zwischen der Phosphorfracht des Pumpzuflusses und der Primärproduktion des Sees besteht ein enger statistischer Zusammenhang. Kein statistisch signifikanter Zusammenhang existiert hingegen zwischen der Phosphorfracht der natürlichen Seezuflüsse und der Primärproduktion, obwohl durch die natürlichen Zuflüsse mehr als fünfzigmal soviel Phosphor in den See eingetragen wird wie durch den Pumpzufluss.

Es zeigt sich, dass die Trübstofffrachten der Zuflüsse die Lichtdurchlässigkeit der obersten 20 m des Sees stark vermindern.

Die Trübstofffrachten der natürlichen Zuflüsse sind nicht mit der Primärproduktion korreliert; die Biomasse zeigt dagegen eine stark negative Korrelation mit der Trübung. Aus diesen Ergebnissen wird geschlossen, dass die Zuflüsse entscheidenden Einfluss auf das Phytoplanktonwachstum haben. Die Phytoplanktonbiomasse des Sees ist negativ mit den Trübstofffrachten der natürlichen Zuflüsse korreliert. Dieser statistische Zusammenhang gilt für den Pumpzufluss nicht, woraus geschlossen werden muss, dass sich die Trübstoffe der natürlichen Zuflüsse und die des Pumpzuflusses im See grundsätzlich verschieden verhalten. Berücksichtigt man zudem, dass die Primärproduktion mit den Phosphorfrachten des Pumpzuflusses, nicht aber mit den viel grösseren Frachten der natürlichen Zuflüsse korreliert ist, so liegt der Schluss nahe, dass Phytoplankter von den sedimentierenden allochthonen Schwebstoffen der natürlichen Zuflüsse ausgefällt werden.

12.3 Energie- und Massenaustauschprozesse

Modifikation und Anpassung des Modells DYRESM5A:

Zur Beschreibung der vertikalen Temperaturverteilung und der Nährstofftransporte im See wurde das dynamische Temperaturmodell DYRESM (Version 5A) von Imberger (1979) auf den Wägitaler See übertragen. Eine neu entwickelte Subroutine beschreibt die Einschichtung eines allfälligen Pumpzuflusses. Gleichzeitig wurde das Modell zur Berechnung der vertikalen Einschichtung beliebiger Nährstoffe und Trübstoffe erweitert.

Eingabedaten:

Das Modell benötigt mittlere tägliche Werte der meteorologischen und hydrologischen Variablen. Für die Wassertemperaturen sowie die Nähr- und Trübstofffrachten der natürlichen Seezuflüsse standen nur 14-tägliche Messwerte zur Verfügung. Diese Parameter wurden daher anhand eigens entwickelter statistischer Schätzmethoden berechnet.

Die Modellrechnungen haben gezeigt, dass diese Schätzmethoden zufriedenstellende Resultate liefern.

Uebereinstimmung berechneter und gemessener Temperaturprofile:

Entsprechend geeicht liefert das Modell gute Uebereinstimmung zwischen den simulierten und gemessenen Temperaturen des Sees. Die Oberflächentemperaturen weichen während der Untersuchungsperiode um maximal 3 °C von den gemessenen Temperaturen ab (mittlere Abweichung: 0,04 °C), die Temperaturen in der Seetiefe zeigen Maximalabweichungen von nur 2 °C.

Ursachen für Differenzen zwischen gemessenen und berechneten Wassertemperaturen sind:

- systematische Fehler der gemessenen Wassertemperaturen der natürlichen Seezuflüsse während der Sommermonate;

- unzureichende Uebertragbarkeit der von einer 13 km entfernten Messstation übernommenen Globalstrahlung und Luftfeuchtigkeit;
- unzureichende theoretischer Ansatz zur Berechnung der vertikalen Eddydiffusion;
- unzureichende Eichung des Algorithmus zur Berechnung der Veränderung der turbulenten kinetischen Energie in der durchmischten Schicht (Veränderungen finden dann statt, wenn z.B. der Windschub variiert und sich damit das Gleichgewicht zwischen Turbulenzproduktion und Turbulenzvernichtung verschiebt.).

Energieaustauschprozesse (Ergebnisse aus den Modellrechnungen):

Aus den geringen Abweichungen zwischen gemessenen und berechneten vertikalen Temperaturprofilen im See schliesse ich, dass die einzelnen Parameter der Wärmebilanz des Sees und die seeinternen vertikalen Wärmeaustauschprozesse durch das Temperaturmodell relativ wirklichkeitsgetreu wiedergegeben werden. Das Modell liefert nicht nur ein detailliertes Bild der vertikalen Wärmeaustauschprozesse, sondern auch ein Bild des vertikalen Massentransportes.

Das Modell wurde für die Simulation verschiedener Pumpszenarien benützt. Dabei zeigte sich als hervorstechendes Resultat, dass ein intensiver Pumpspeicherbetrieb den See in eine effiziente Wärmefalle verwandelt: Im Frühjahr und Sommer wird die Strahlungsenergie im See gefangen, weil das Oberflächenwasser wegen der sich dort einschichtenden natürlichen Seezuflüsse relativ kalt bleibt. Zudem geht kein Wasser durch einen Oberflächenabfluss verloren. Durch den sich bei seiner Einschichtung im See mit hypolimnischem Wasser vermischenden Pumpzufluss wird fortlaufend kaltes Wasser nach oben und somit warmes Wasser nach unten transportiert. Dieser Mechanismus bewirkt eine starke Erwärmung des Tiefenwassers.

Durch den Tiefenwasserablass wird im Herbst und Winter relativ warmes Tiefenwasser abgeführt. Der See kühlt sich deswegen rasch auf unter 4 °C ab.

Die advektiven Wärmeflüsse via Zu- und Abfluss sind von entscheidender Bedeutung für die mittlere Seetemperatur. Sie vermindern die Stabilität des Sees und erhöhen damit die vertikalen Massenflüsse durch die Eddydiffusion.

Pumpspeicherseen besitzen kein Metalimnion. Der Temperaturgradient ist von der Seeoberfläche bis in die Tiefe flach. Mit zunehmendem Pumpzufluss nähert sich der Pumpspeichersee immer mehr einem "vollständig durchmischten Reaktor".

Kurzfristige meteorologische Schwankungen haben nur einen sichtbaren Einfluss auf die Temperaturen der obersten 10 m des Sees.

Massenaustauschprozesse (Ergebnisse aus den Modellrechnungen):

Die Massenaustauschprozess des Wassers beeinflussen die Primärproduktion im See indirekt über die Einschichtung der Zuflüsse, den Abtransport von Tiefenwasser und die vertikalen Massenflüsse. Direkte Einflüsse des Massenaustausches von Wasser auf die Primärproduktion, wie Volumen- und Pegelschwankungen sind unbedeutend.

Einschichtung der Zuflüsse: Der Pumpzufluss und die natürlichen Zuflüsse schichten im Frühjahr und Sommer in den obersten 15 m des Sees ein, also innerhalb der phototrophen Zone. Die natürlichen Zuflüsse schichten im Durchschnitt ca. 5 m weiter oben ein als der Pumpzufluss. Die tiefere Einschichtung des Pumpwassers im Sommer ist im Wägitaler See dadurch bedingt, dass der aufsteigende Wasserstrahl sich mit dem relativ kalten Tiefenwasser des Sees vermischt.

Nach einer kurzen Phase im Spätherbst, während der die Zuflüsse bis an den Seegrund gelangen, schichten die natürlichen Seezuflüsse im Winter an

der Seeoberfläche ein, während der Pumpzufluss während des ganzen Winters am Seegrund bleibt.

Die anorganischen Trübstoffkonzentrationen des Zuflusswassers bestimmen die Einschichttiefen während der Vollzirkulation und der beginnenden Temperaturschichtung im Frühjahr.

Massenbilanz der Schwebstoffe und des Gesamtphosphors (Ergebnisse aus den Modellrechnungen):

Im Wägitaler See konnte während der gesamten Untersuchungsperiode mit wenigen Ausnahmen kein Orthophosphat gemessen werden. Eine Rücklösung von Phosphor aus dem Seesediment war ebenfalls nicht zu beobachten.

Die natürlichen Zuflüsse bringen im Durchschnitt etwa 5 µg P/l Orthophosphat in den See, der Pumpzufluss im Durchschnitt 23 µg P/l. Das in den See gelangende Orthophosphat wird von den Phytoplanktern sehr schnell aufgenommen und ist deshalb nicht nachweisbar.

Die Orthophosphatfracht beträgt im Durchschnitt nur 10% der partikelgebundenen Phosphorfracht. Gelöstes organisches Phosphor ist im Zuflusswasser nur in vernachlässigbar geringen Konzentrationen vorhanden.

Wegen des hohen Anteils der partikelgebundenen an der Gesamtphosphorfracht verhält sich die Phosphorsedimentation im See praktisch gleich wie die Trübstoffsedimentation.

Die mittleren theoretischen Aufenthaltszeiten der Trübstoffe und des Gesamtphosphors im See sind mit 50 - 60 Tagen sehr kurz. Das bedeutet, dass Trübstoff- und Gesamtphosphorhorizonte im See von kurzer Zeit zurückliegenden Zuflussereignissen stammen.

Die hohen Sedimentationsraten und die im Frühjahr und Sommer häufig auftretenden Zuflussspitzen mit ihren grossen Trübstofffrachten bewirken eine Koprezipitation der Phytoplankter mit den anorganischen Trübstoffen.

Neben dem Phänomen der Wärmefalle gibt es in Pumpspeicherwerken den Effekt der Rezirkulation der Nährstoffe, weil das Pumpwasser während der Sommerstagnationsperiode nährstoffreiches Tiefenwasser von der Seetiefe nach oben transportiert.

Möglichkeiten zur Modellierung der Primärproduktion in Pumpspeicherseen:

Die Primärproduktion der Phytoplankter in Pumpspeicherseen wird von folgenden Parametern bestimmt:

- Verfügbarkeit von Orthophosphat,
- Lichtklima (vertikale Attenuation der photosynthetisch aktiven Strahlung),
- Wassertemperatur des Sees,
- Sedimentationsrate der Phytoplankter und
- Verlustrate der Phytoplankter durch Koprezipitation.

Das Modell DYRESM5A vermag die Energie- und Massenflüsse im See sehr gut zu simulieren. Es kann wegen seiner Baukastenstruktur einfach um Programm-Subroutinen für das Lichtklima und die Sedimentation der Trübstoffe erweitert werden. Dieses Modell kann dann z.B. mit dem Produktionsmodell von Imboden & Gächter (1978) kombiniert werden, um es zu einem sehr vielseitig einsetzbaren Produktionsmodell zu machen.

Kapitel XIII

LITERATURVERZEICHNIS

- American Public Health Association (1975):** Standard methods for the examination of water and wastewater.
- Banoub, M.H. (1973) :** Ultra violet absorption as a measure of organic matter in natural waters in Bodensee. Arch. Hydrobiol. 71:159-165.
- Bloesch, J., Burns, N.M. (1980):** A critical review of sedimentation trap technique. Schweiz. Z. Hydrol. 42/1: 15-55.
- Borer, A. (1985):** Einfluss von Lichteinstrahlung und Wind auf die Verteilung und Zusammensetzung der Phytoplanktonpopulation. Diplomarbeit Universität Zürich. Unveröffentlicht. 80 S.
- Bourelly, P. (1966):** Les algues d'eau douce. Tome I: Les algues vertes. Boubée & Cie, Paris. 572 S.
- Bourelly, P. (1968):** Les algues d'eau douce. Tome II: Les algues jaunes et brunes. Boubée & Cie, Paris. 438 S.
- Bourelly, P. (1970):** Les algues d'eau douce. Tome III: Les Algues bleues et rouges. Boubée & Cie, Paris. 512 S.
- Boyce, F.M. (1974):** Some aspects of Great Lakes physics of importance to biological and chemical processes. J.Fish. Res. Board Can. 31: 689-730.
- Brooks, N. (1979):** Turbulent jets and plumes; in: Fischer, H. B. (Herausg.): Mixing in inland and coastal waters. Academic Press, New York. 483 S.
- Brooks, N. (1985):** Mündliche Mitteilung
- Davis J., Keller, H.M. (1983):** Dissolved loads in streams and rivers - discharge and seasonally related variations. IAHS Publ. 141: 79-89.
- Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung (1981):** Lieferung 1-9. Verlag Chemie, Weinheim/Bergstr.
- Egloff, J. (1986):** Die Frühjahrsentwicklung der Phytoplanktonpopulation im Wägitaler See. Diplomarbeit Universität Zürich. Unveröffentlicht. 85 S.
- Eidgenössisches Departement des Innern (1982):** Richtlinien für die Untersuchung von Abwasser und Oberflächenwasser, Bern.

- Elster, H.J. (1962 a):** Untersuchungen über die Rolle des Rheinwassers im Schluchsee und den Zwischenstaubecken der Schluchseewerk AG 1951-1954. Arch. Hydrobiol., Suppl. 25/4: 430-455.
- Elster, H.J. (1962 b):** Beiträge zur Limnochemie der Hochschwarzwaldseen, IV. Arch. Hydrobiol., Suppl. 25/4, 351-392.
- Elster, H.J., Schmolinsky, F. (1953):** Morphometrie, Klimatologie und Hydrographie der Seen des südlichen Scharzwaldes II. Arch. Hydrobiol., Suppl. 20: 375-441.
- Fischer, H.B. (1979):** Mixing in Inland and coastal waters. Academic Press, New York. 483 S.
- Flury, B., Riedwyl, H. (1983):** Angewandte, multivariate Statistik. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart. 180 S.
- Gächter, R., Furrer, O.J. (1972):** Der Beitrag der Landwirtschaft zur Eutrophierung der Gewässer in der Schweiz. Schweiz. Z. Hydrol. 34/1: 41-70.
- Geitler, L. (1925):** Cyanophyceae; in: Pascher, A. (herausg.): Die Süßwasser-Flora Deutschlands, Oesterreichs und der Schweiz, Heft 12. G. Fischer Verlag, Jena. 481 S.
- Germain, H. (1981):** Flore des diatomées. Soc. Nouv. des Editions Boubée, Paris. 420 S.
- Giovanoli, R. et al. (1980):** The composition of settling particles in Lake Zürich. Schweiz. Z. Hydrol. 42/2: 89-100.
- Güttinger, H. (1980):** Die Anwendung einer Fourier-Transformation zum Ausgleich von Saisonschwankungen bei der physikalisch-chemischen Charakterisierung von Fließgewässern. Schweiz. Z. Hydrol. 42/2: 98-112.
- Hakanson, L., Jansson, M. (1983):** Principles of Lake Sedimentology. Springer Verlag, Berlin. 205 S.
- Hamm, A., Kucklentz, V. (1981):** Effects of hydraulic load changes on the eutrophication of an alpine lake. Verh. Int. Verein. Limnol. 21: 466-472.
- Hansen, O. (1978):** Mixing processes in lakes. Nordic Hydrol. 9: 57-77.
- Harlemann, D.R.F., Huber, W.C. (1968):** Laboratory studies on thermal stratification in reservoirs. Dep. of Environ. and Water Resour. Eng., Vanderbilt Univers., Nashville, Technic. Rep. 17: 73-95.
- Harlemann, D.R.F. (1985):** mündliche Mitteilung
- Harris, G.P., Piccinin, B.B. (1980):** Physical variability and phytoplankton communities. IV, temporal changes in phytoplankton community of a physically variable lake. Arch. Hydrobiol. 89/4: 447-473.
- Hirata, T., Muraoka, K. (1983):** Internal seiche and wave in Lake Chuzenji. Verh. Int. Verein. Limnol. 21: 410-422.

- Huber-Pestalozzi, G. (1938):** Das Phytoplankton des Süsswassers; in: Thienemann, A. (Herausg.): Die Binnengewässer. Bd. 16, 1. Teil. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 342 S.
- Hustedt, F. (1930):** Die Süsswasserflora Mitteleuropas, Heft 10, Bacillariophyta (Diatomeae). G. Fischer Verlag, Jena. Neudruck 1976. 466 S.
- Hutchinson, G.E. (1957):** A treatise on limnology. I, Geography, Physics, and Chemistry. J. Wiley & Sons Inc., New York. 1015 S.
- Hutter, K. (1977):** Einführung in die Berechnung der Abwassereinleitung in stratifizierte Seen; in: Unterlagen zum Fortbildungskurs über die Einleitung von Abwasser in Seen. EAWAG, VAW, Zürich: 31-68.
- Imberger, J. (1976):** Selective withdrawal from a finite rectangular tank. J. Fluid Mech. 78: 489-512.
- Imberger, J. (1979):** Mixing in reservoirs; in: Fischer, H.B. (Herausg.): Mixing in inland and coastal waters. Academic Press, New York. 483 S.
- Imberger, J., Patterson, J. (1980):** A dynamic reservoir simulation model - DYRESM-5. Proc. symp. on predictive abilities of surface water flow and transport models, Berkely.
- Imberger, J., Patterson, J. (1981):** A dynamic reservoir simulation model: DYRESM 5; in: Fischer, H.B. (Herausg.): Transport models for inland and coastal waters. Academic Press, New York. 350 S.
- Imboden, D. (1973):** Limnologische Transport- und Nährstoffmodelle. Schweiz. Z. Hydrol. 35/1: 29-68.
- Imboden, D.M. (1980):** The impact of pumped storage operation on the vertical temperature structure in a deep lake. - A mathematical model. Proc. of the Clemson Workshop on environmental impacts of pumped storage hydroelectric operations: 125-147.
- Imboden, D.M. (1981):** Modelling of vertical temperature distribution and its implication on biological processes in lakes. State-of-the-Art in Ecol. Model. 7:545-560.
- Imboden, D.M., Gächter, R. (1978):** A dynamic lake model for trophic state predictions. Ecol. Modelling 4: 77-98.
- Imboden, D.M., Lemmin, U., Joller, T., Schurter, M. (1983):** Mixing processes in lakes: mechanisms and ecological relevance. Schweiz. Z. Hydrol. 45/1: 11-45.
- Keller, H.M. (1982):** Water and nutrient discharge during snowmelt in subalpine areas. IAHS Publ. 138: 331-341.
- Keller, H.M., Weibel, P. (1984):** Die Veränderlichkeit des Stoffaustrages eines Wildbachgebietes. Vortrag Symp. Wald und Wasser, Grafenau. Unveröffentlicht.

- Kiefer, B. (1980): Der Zustand des Sihlsees und seine Entwicklung in Vergangenheit und Zukunft. Diplomarbeit Universität Zürich. Unveröffentlicht. 118 S.
- Koschel, R. (1983): Calcite precipitation as a natural control mechanism of eutrophication. *Arch. Hydrobiol.* 98/3: 380-408.
- Kuhn, W. (1977): Berechnung der Temperatur und Verdunstung alpiner Seen auf klimatologischer und thermodynamischer Grundlage. Arbeitsber. Schweiz. Meteor. Zentralanstalt, No. 70. 79 S.
- Kuhn, W. (1978): Aus Wärmehaushalt und Klimadaten berechnete Verdunstung des Zürichsees. *Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich* 123: 261-283.
- Lauppper, K. (1940): Der Sihlsee bei Einsiedeln. *Ber. Schweiz. Bot. Ges.* 50. 425 S.
- Li, J.H. (1973): Vertical eddy diffusion coefficient in Lake Zürich. *Schweiz. Z. Hydrol.* 35/1: 1-7.
- Linder, A., Berchthold, W. (1979): *Elementare statistische Methoden.* Birkhäuser Verlag, Basel. 248 S.
- Linder, A., Berchthold, W. (1982): *Statistische Methoden II.* Birkhäuser Verlag, Basel. 295 S.
- Lütschg, O. (1930): *Zur Wasserwirtschaft des Kraftwerkes Wägital.* Verlag AG Kraftwerk Wägital. 76 S.
- Martin, D.B. (1978): Comparative limnology of a deep-discharge reservoir and a surface-discharge lake on the Madison River. *Freshwater Biol.* 8: 33-42.
- Michler, G. (1973): *Der Wärmehaushalt des Sylvensteinspeichers.* Dissertation Universität München. 252 S.
- Minder, L. (1939): *Chemische Untersuchungen am Stausee Wägital.* Schweiz. Z. Hydrol. 8/2: 143-186.
- Neumann, G., Pierson, W.J. (1966): *Principles of physical oceanography.* Prentice-Hall Inc., London. 478 S.
- Neumüller, O.-A. (1979): *Römpps Chemie Lexikon.* Bd. 1, 2. Franck'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 417 S.
- Nusch, E.A. (1982): Zur Frage kritischer Nährstoffbelastung gestauter Fließgewässer. Grenzen der Uebertragbarkeit der für Seen und Talsperren konzipierten Modelle. *Z. Wasser- u. Abwasserf.* 3: 103-113.
- Nydegger, P. (1967): Untersuchungen über Feinstofftransport in Flüssen und Seen, über Entstehung von Trübehorizonten und zuflussbedingten Strömungen im Brienzersee und einigen Vergleichsseen. *Beitr. Geol. Schweiz. Hydrol.* 16. 92 S.
- Octavio, H.K.A., Zirka, G.H., Harlemann, D.R.F. (1977): Vertical heat transport mechanisms in lakes and reservoirs. MIT, Dep. of Civil Eng., Rep. 227. 66 S.

- Osman-Sigg, G., Stumm, W. (1982):** Partikelverteilung und natürliche Koagulation im Zürichsee. *Schweiz. Z. Hydrol.* 44/2: 405-422.
- Parker, R.A. (1968):** Simulation of an aquatic ecosystem. *Biometrics* 24: 803-821.
- Patterson, J., Imberger, J., Hebbert, B., Loh, I. (1977):** User's Guide to DYRESM. Dep. of Civ. Eng., University of Western Australia, Rep. EFM-3. 43 S.
- Rossknecht, H. (1980):** Phosphatelimination durch autochthone Calcitfällung im Bodensee-Obersee. *Arch. Hydrobiol.* 88: 328-344.
- Ryan, P.J., Harlemann, D.R.F. (1971):** Prediction of the annual cycle of temperature changes in stratified lake or reservoir; mathematical model and user's manual. MIT, Dep. Civ. Eng., Rep. 137. 112 S.
- SAS (1982 a):** User's Guide: Basics. SAS Institute, Cary. 789 S.
- SAS (1982 b):** User's Guide: Statistics. SAS Institute, Cary. 478 S.
- SAS (1982 c):** SAS/ETS User's Guide. SAS Institute, Cary. 499 S.
- Schanz, F. (1982):** A fluorometric method for determining chlorophyll a and phaeophytin concentrations. *Arch. Hydrobiol., Beih. Ergebn. Limnol.* 16: 91-100.
- Schardt, H. (1924):** Die geologischen Verhältnisse des Stau- und Kraftwerkes Wäggital. *Eclogae geologicae Helv.* 18/4: 525-544.
- Sherman, F.S. (1978):** Turbulence and mixing in stably stratified waters. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 10: 267-288.
- Skuja, H. (1948):** Taxonomie des Phytoplanktons einiger Seen in Uppland, Schweden. *Symb. Bot. Uppsala* 9/3: 1-399.
- Skuja, H. (1956):** Taxonomische und biologische Studien über das Phytoplankton Schwedischer Binnengewässer. *Nov. Act. Reg. Soc. Sci. Uppsala, Ser. 4, 16/3:* 1-404.
- Spigel, R.H. (1978):** Wind mixing in lakes. Ph.D. Thesis, University of California, Berkley. 83 S.
- Straskraba, M. (1972):** Grundsteine zur Modellierung der Temperatur und O₂-Verhaltensweise in Talsperren. *Vodohospdarski casopis (Bratislava)* 20: 94-120.
- Stroud, R.H. (1973):** Influence of reservoir discharge location on the water quality, biology and sport fisheries of reservoirs and tailwaters; in: Ackermann, W.C. (Herausg.): *Man-made lakes.* Amer. Geophys. Union, Washington. 847 S.
- Suter, P. (1983):** Erneuerungsarbeiten am Kraftwerk Wäggital. *Wasser, Energie, Luft* 75/9: 223-224.
- Symons, J.M. (1969):** Water quality behavior in reservoirs. *Publ. Health Serv. Public.* 1930. 616 S.

- Thomas, E. (1953):** Empirische und experimentelle Untersuchungen zur Kenntnis der Minimumstoffe in 46 Seen der Schweiz und angrenzender Gebiete. Monatsbull. Schweiz. Ver. Gas-u.-Wasserfachm. 2,3: 1-15.
- Tippett, R. (1978):** Effect of pump-storage hydroelectric scheme on the stratification and ecology of a scottish loch. Verh. Int. Verein. Limnol. 20: 2697-2700.
- T.V.A. (1972):** Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere. T.V.A. Rep. 0-6803.
- Uhlmann, D. (1968):** Der Einfluss der Verweilzeit des Wassers auf die Massenentwicklung von Planktonalgen. Fortschr. Wasserchemie 8: 32-47.
- Uhlmann, D. (1972):** Das Staugewässer als offenes System und als Reaktor. Verh. Int. Verein. Limnol. 18: 761-778.
- Uhlmann, D., Benndorf, J., Albert, W. (1971):** Prognose des Stoffhaushaltes von Staugewässern mit Hilfe kontinuierlicher oder semikontinuierlicher biologischer Modelle, I. Grundlagen. Int. Revue ges. Hydrobiol. 56/4: 513-539.
- Utermöhl, H. (1958):** Zur Vervollkommen der quantitativen Phytoplankton Methodik. Mitt. Int. Verein. Limnol. 9: 1-38.
- Valenta, J. (1975):** Die UV-Extinktion zur Bestimmung von Nitrat und als Summenparameter für die organischen Substanzen. Arbeitsgemeinschaft der Wasserwerke Bodensee-Rhein (AWBR), Jahresbericht: 60-81.
- Vollenweider, R.A. (Herausg.) (1969):** A manual on the methods for measuring primary production in aquatic environments. Int. Biol. Progr. Handbook 12. Blackwell Scientific Publ., Oxford. 213 S.
- Vollenweider, R.A. (1975):** Input-output models with special reference to the phosphorous loading concept in limnology. Schweiz. Z. Hydrol. 37/1: 53-84.
- Wetzel, R.G. (1975):** Limnology. W.B. Saunders Comp., Philadelphia, 743 S.
- Wilson, E.O., Bossert, W.H. (1973):** Einführung in die Populationsbiologie. Springer Verlag, Berlin. 168 S.
- Wright, R.F. (1980):** Sedimentation in Lake Biel, an eutrophic hard-water lake in north western Switzerland. Schweiz. Z. Hydrol. 42/2: 101-126.

Anhang A
STATISTISCHE ERGEBNISSE

Optimierung der Gleichungen 24, 25 und 28

Tab. 9: Sinus-Regressionen der Luft- und Zuflusstemperaturen

Regressionsfunktion: $T_{S1} = A + 0,5 \cdot B \cdot \sin((t - t_0) \cdot 2\pi / 364,25)$

Erklärung der Symbole der Sinus-Funktion bei Gleichung 24 im Text; SSE = Summe der quadratischen Abweichungen; DFE = Freiheitsgrad; MSE = mittlerer quadratischer Fehler; S = Standardabweichung; R^2 = Bestimmtheitsmass (Angabe in % der erklärten Varianz); t-Wert = t-Wert der Student-Verteilung; $\text{Prob}>|t|$ = Irrtumswahrscheinlichkeit, dass der Schätzwert gleich Null ist.

Schrärbach

abhängige Variable y	SSE	DFE	MSE	S	R^2
	738,8	76	9,7	3,1	63,11
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	5,5	0,35	15,54	0,0001	
B	-13,7	1,21	-11,29	0,0001	
t_0	-56,0	3,74	-14,99	0,0001	

Schlierenbach

abhängige Variable y	SSE	DFE	MSE	S	R^2
	414,9	76	5,5	2,3	71,95
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	5,6	0,26	21,18	0,0001	
B	-12,3	0,90	-13,73	0,0001	
t_0	-52,1	3,14	-16,59	0,0001	

Aberenbach

abhängige Variable y	SSE	DFE	MSE	S	R^2
	102,6	75	1,4	1,2	68,36
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	5,5	0,13	41,24	0,0001	
B	-5,8	0,46	-12,66	0,0001	
t_0	-58,0	3,27	-17,76	0,0001	

Fortsetzung Tab. 9

Ziggenbach

abhängige Variable y	SSE	DFE	MSE	S	R ²
	111,5	48	2,3	1,5	85,38
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	5,6	0,31	18,25	0,0001	
B	-12,3	0,73	-16,66	0,0001	
t ₀	-67,6	3,55	-19,02	0,0001	

Innerthalbach

abhängige Variable y	SSE	DFE	MSE	S	R ²
	417,9	59	3,9	7,1	53,08
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	6,6	0,34	19,11	0,0001	
B	-10,5	1,29	-8,08	0,0001	
t ₀	-58,6	4,54	-12,91	0,0001	

Lufttemperatur Innerthal

abhängige Variable y	SSE	DFE	MSE	S	R ²
	9195,9	606	15,2	3,9	71,6
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	6,4	0,16	39,34	0,0001	
B	-17,2	0,44	-38,88	0,0001	
t ₀	-55,8	1,58	-35,25	0,0001	

Tab. 10: Modellgleichungen zur Berechnung der mittleren täglichen
Wassertemperaturen der Zuflüsse

Symbole der Funktionen sind in Gleichung 24 und Gleichung 25 erklärt.

Schrähabach

$$T_S = 5,5 - 6,8 \cdot \sin((t+56,0) \cdot 0,0172) - 0,1 + 0,7 \cdot r_L \quad R^2 = 0,94$$

Schlierenbach

$$T_S = 5,6 - 6,2 \cdot \sin((t+52,1) \cdot 0,0172) - 0,1 + 0,6 \cdot r_L \quad R^2 = 0,92$$

Aberenbach

$$T_S = 5,5 - 2,9 \cdot \sin((t+58,0) \cdot 0,0172) - 0,1 + 0,3 \cdot r_L \quad R^2 = 0,90$$

Ziggenbach

$$T_S = 5,6 - 6,1 \cdot \sin((t+67,6) \cdot 0,0172) - 0,3 + 0,5 \cdot r_L \quad R^2 = 0,98$$

Innerthalbach

$$T_S = 6,6 - 5,2 \cdot \sin((t-58,6) \cdot 0,0172) - 0,3 + 0,6 \cdot r_L \quad R^2 = 0,78$$

Tab. 11: Mittelwerte der Nähr- und Schwebstoffkonzentrationen der Zuflüsse

Nährstoffe in $\mu\text{g/l}$; anorganische Schwebstoffe in %-Transmission bei 420 nm (10 cm Küvette); Phosphat-P = Orthophosphat-P; Gesamtph. = Gesamthosphor-P; beim Rempenbecken wurden für die Trübstoffe, Nitrat-N und Gesamthosphor Mittelwerte aus 14-täglichen Sammelproben verwendet.

Schrägbach

Variable	Anzahl Beobachtungen	arithmetr. Mittelwert	minimaler Wert	maximaler Wert	Standardabweichung
Trübstoffe	78	77,3	0,6	94,9	18,7
Nitrat-N	75	201,2	30	560	116,3
Phosphat-P	78	1,1	0	9	1,7
Gesamtph.	70	6,8	0	31	6,3

Schlierenbach

Variable	Anzahl Beobachtungen	arithmetr. Mittelwert	minimaler Wert	maximaler Wert	Standardabweichung
Trübstoffe	78	61,9	0,4	96,5	32,3
Nitrat-N	75	251,7	0	470	94,9
Phosphat-P	78	1,1	0	4	1,4
Gesamtph.	70	15,7	0	76	17,5

Aberenbach

Variable	Anzahl Beobachtungen	arithmetr. Mittelwert	minimaler Wert	maximaler Wert	Standardabweichung
Trübstoffe	75	88,9	18,3	99,9	17,7
Nitrat-N	72	507,6	200	620	81,8
Phosphat-P	75	4,4	0	10	2,3
Gesamtph.	68	10,7	3	58	8,1

Fortsetzung Tab. 11

Ziggenbach

Variable	Anzahl Beobachtungen	arithmetr. Mittelwert	minimaler Wert	maximaler Wert	Standardabweichung
Trübstoffe	48	93,9	9,9	99,6	13,2
Nitrat-N	45	696,8	260	890	120,6
Phosphat-P	48	8,4	0	16	3,4
GesamtpH.	41	15,4	0	65	9,3

Innerthalb.

Variable	Anzahl Beobachtungen	arithmetr. Mittelwert	minimaler Wert	maximaler Wert	Standardabweichung
Trübstoffe	72	92,1	59,6	97,0	11,0
Nitrat-N	72	433,7	290	671	153,4
Phosphat-P	70	8,0	4	11	2,0
GesamtpH.	70	15,5	8	51	13,7

Rempfenbecken

Variable	Anzahl Beobachtungen	arithmetr. Mittelwert	minimaler Wert	maximaler Wert	Standardabweichung
Trübstoffe	62	73,9	27,8	92,2	15,7
Nitrat-N	58	484,9	107	900	226,7
Phosphat-P	61	23,1	7	45	7,9
GesamtpH.	53	42,7	23	79	12,8

Tab. 12: Jahreszeitliche Periodik der Nähr- und Schwebstoffkonzentrationen

Anpassung der in Gleichung 28 angeführten Sinusfunktion an die Konzentrationmesswerte der natürlichen Seezuflüsse; A,B,t₀ vgl. Gleichung 28; SSE = Summe der quadratischen Abweichungen; DFE = Freiheitsgrad; MSE = mittlerer quadratischer Fehler; S = Standardabweichung; R² = Bestimmtheitsmass (Angabe in % der erklärten Varianz); t-Wert = t-Wert der Student-Verteilung; Prob>|t| = Irrtumswahrscheinlichkeit, dass der Schätzwert gleich Null ist.

Schrärbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Trübstoffkonz.	78	18568	247,5	15,7	0,314
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	76,2	1,8	42,70	0,0001	
B	25,9	4,5	-5,78	0,0001	
t ₀	37,9	13,7	2,76	0,0072	

Schrärbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Nitrat-N	75	514015	7139,1	84,5	0,487
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	196,5	9,7	20,07	0,0001	
B	280,8	33,9	8,27	0,0001	
t ₀	-62,9	4,9	-12,74	0,0001	

Fortsetzung Tab. 12

Schrärbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Orthophosph.	78	119	1,6	1,3	0,467
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	1,2	0,1	8,41	0,0001	
B	3,1	0,4	7,74	0,0001	
t ₀	55,3	8,9	6,24	0,0001	

Schrärbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Gesamtposph.	69	1499	22,7	4,8	0,452
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	6,9	0,6	12,02	0,0001	
B	10,7	1,4	7,12	0,0001	
t ₀	37,7	10,7	3,53	0,0008	

Schlierenbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Trübstoffkonz.	78	31987	426,5	20,6	0,603
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	59,6	2,3	25,40	0,0001	
B	-61,2	5,8	-10,65	0,0001	
t ₀	29,0	7,7	3,76	0,0003	

Fortsetzung Tab. 12

Schlierenbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Nitrat-N	75	446529	6201,8	78,8	0,331
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	248,4	9,1	27,24	0,0001	
B	188,7	31,7	5,96	0,0001	
t ₀	-63,8	6,9	-9,30	0,0001	

Schlierenbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Orthophosph.	78	84	1,1	1,1	0,466
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	1,2	0,1	9,66	0,0001	
B	2,7	0,4	7,61	0,0001	
t ₀	67,9	7,8	8,68	0,0001	

Schlierenbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Gesamtphosph.	69	11549	174,9	13,2	0,450
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	16,1	1,6	10,13	0,0001	
B	28,5	3,9	7,30	0,0001	
t ₀	7,1	11,5	0,62	0,5	

Fortsetzung Tab. 12

Aberenbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Trübstoffkonz.	75	17013	236,3	15,4	0,271
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	88,0	1,8	49,30	0,0001	
B	-24,4	5,0	-4,90	0,0001	
t ₀	-8,0	13,7	-0,58	0,6	

Aberenbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Nitrat-N	72	396665	5748,8	75,8	0,200
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	507,9	8,9	56,71	0,0001	
B	114,2	31,1	3,67	0,0005	
t ₀	-52,4	11,3	-4,66	0,0001	

Aberenbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Orthophosph.	75	261	3,6	1,9	0,344
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	4,5	0,2	20,64	0,0001	
B	3,3	0,5	6,11	0,0001	
t ₀	34,7	13,5	2,58	0,01	

Fortsetzung Tab. 12

Aberenbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Gesamtposph.	68	3576	55.0	7,4	0,201
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	10,7	0,9	11,96	0,0001	
B	8,4	2,2	3,80	0,0003	
t ₀	6,2	21,8	0,28	0,8	

Ziggenbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Trübstoffkonz.	48	6850	152,2	12,3	0,201
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	90,8	2,6	35,30	0,0001	
B	-17,2	5,8	-2,97	0,005	
t ₀	71,3	23,0	3,11	0,003	

Ziggenbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Nitrat-N	45	222849	5305,9	72,8	0,652
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	638,5	15,2	41,98	0,0001	
B	-303,5	34,2	-8,86	0,0001	
t ₀	70,2	8,0	8,83	0,0001	

Fortsetzung Tab. 12

Ziggenbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Orthophosph.	48	393	8,7	3,0	0,282
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	7,6	0,6	12,35	0,0001	
B	-6,7	1,6	-4,18	0,0001	
t ₀	-46,4	12,2	-3,80	0,0004	

Innerthalbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Trübstoffkonz.	62	9223	156,3	12,5	0,391
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	72,0	1,6	44,45	0,0001	
B	-23,4	3,9	-6,00	0,0001	
t ₀	37,7	15,2	2,48	0,02	

Innerthalbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Nitrat-N	58	2598117	47238,5	217,3	0,204
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	498,8	29,1	17,13	0,0001	
B	186,3	75,4	2,47	0,02	
t ₀	50,9	33,5	1,52	0,1	

Fortsetzung Tab. 12

Innerthalbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Orthophosph.	61	3314	57,1	7,6	0,108
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	22,6	1,0	22,79	0,0001	
B	-6,1	2,3	-2,61	0,01	
t ₀	34,9	35,7	0,98	0,3	

Innerthalbach

Abhängige Variable	N	SSE	MSE	S	R ²
Gesamtphosph.	53	3914	78,3	8,9	0,544
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t	
A	42,3	1,2	34,67	0,0001	
B	-35,9	4,8	-7,56	0,0001	
t ₀	98,8	4,7	20,92	0,0001	

Tab. 13: Multiple lineare Regressionen der Residuen (vgl. Kapitel 6.6.)

Wenn keine jahreszeitliche Periodik gefunden worden ist (vgl. Tab. 12; R^2 kleiner, gleich 0,2), werden die Regressionen direkt aus den Konzentrationsmesswerten berechnet (bezeichnet mit **). Angegeben sind nur Ergebnisse mit Bestimmtheitsmassen von mindestens 0,2;

die mit * bezeichneten Werte müssen mit 10^{-8} multipliziert werden; siehe Gleichung 28 für Definitionen von C, D und E;

F-Wert = F-Wert der F-Verteilung (Linder&Berchthold, 1972); Prob>F = Signifikanzschwelle (%); R^2 = Bestimmtheitsmass; Schätzwert = Parameterschätzwert; S = Standardabweichung; t-Wert = t-Wert der Student-Verteilung; Prob>t = Signifikanzschwelle (%).

Schrärbach

Abhängige Variable	F-Wert	Prob>F	R^2	
Trübstoffkonz.	15,4	0,0001	0,632	
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t
C	*-8,1	*1,5	-5,54	0,0001
E	12,2	6,4	1,89	0,07

Schrärbach

Abhängige Variable	F-Wert	Prob>F	R^2	
Gesamtph.	9,0	0,002	0,500	
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t
C	*5,8	*1,4	4,16	0,0006
E	-12,8	6,1	-2,09	0,05

Fortsetzung Tab. 13

Schlierenbach

Abhängige Variable	F-Wert	Prob>F	R ²	
Trübstoffkonz.	3,9	0,04	0,303	
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t
C	*-6,9	*2,5	-2,75	0,01
E	9,0	11,5	0,79	0,4

Schlierenbach

Abhängige Variable	F-Wert	Prob>F	R ²	
Gesamtph.	6,4	0,008	0,415	
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t
C	*13,7	*4,0	3,45	0,003
E	-29,5	18,2	-1,63	0,1

Aberenbach

Abhängige Variable	F-Wert	Prob>F	R ²	
Trübstoffkonz.	4,7	0,02	0,356	
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t
C	*-4,9	*1,7	-2,96	0,009
E	15,3	11,4	1,34	0,2

Fortsetzung Tab. 13

Aberenbach

Abhängige Variable	F-Wert	Prob>F	R ²	
Orthoph.	2,7	0,1	0,239	
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t
C	*0,5	*0,2	2,29	0,04
E	-1,5	1,6	-0,99	0,3

Ziggenbach

Abhängige Variable	F-Wert	Prob>F	R ²	
Trübstoffkonz.	4,0	0,04	0,368	
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t
C	*-4,3	*1,5	-2,85	0,013
E	12,5	10,1	1,23	0,2

Ziggenbach **

Abhängige Variable	F-Wert	Prob>F	R ²	
Gesamtp.	4,5	0,03	0,039	
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t
C	*2,3	*1,1	2,20	0,04
E	2,2	7,1	-0,31	0,8

Fortsetzung Tab. 13

Innerthalbach

Abhängige Variable	F-Wert	Prob>F	R ²	
Trübstoffkonz.	25,7	0,01	0,945	
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t
C	*-6,2	*1,0	-6,14	0,009
D	-2,2	0,7	-3,17	0,05
E	12,8	4,9	2,62	0,08

Innerthalbach

Abhängige Variable	F-Wert	Prob>F	R ²	
Nitrat-N	2,1	0,27	0,587	
Parameter	Schätzwert	S	t-Wert	Prob> t
C	*-39,7	*28,8	-1,37	0,3
D	-29,2	20,5	-1,43	0,2
E	530,1	140,0	3,79	0,03

Tab. 14: Gleichungen zur Berechnungen d. Nähr- und Schwebstoffkonz. d. Zuflüsse

R^2 = Bestimmtheitsmass; K = Konzentration der Nährstoffe ($\mu\text{g/l}$); K^* = Transmission bei 420 nm (10 cm Küvette)(%).

Schrähabach

Trübstoffe	$K^* = 76,2 - 13,0 \sin((t-37,9) 0,0172) + 12,2(-8,1 \cdot 10^{-8}) Q$	$R^2 = 0,74$
Nitrat-N	$K = 196,5 - 140,4 \sin((t-62,9) 0,0172)$	$R^2 = 0,49$
Orthoph.	$K = 1,2 - 1,6 \sin((t-55,3) 0,0172)$	$R^2 = 0,47$
Gesamtph.	$K = 6,9 + 5,3 \sin((t-37,7) 0,0172) - 12,8 + 5,8 \cdot 10^{-8} Q$	$R^2 = 0,73$

Schlierenbach

Trübstoffe	$K^* = 59,6 - 30,6 \sin((t-29,0) 0,0172) + 9,0 - 6,9 \cdot 10^{-8} Q$	$R^2 = 0,72$
Nitrat-N	$K = 248,4 - 94,4 \sin((t-63,8) 0,0172)$	$R^2 = 0,33$
Orthoph.	$K = 1,2 - 1,4 \sin((t-67,9) 0,0172)$	$R^2 = 0,47$
Gesamtph.	$K = 16,1 + 14,3 \sin((t-7,1) 0,0172) - 29,5 + 14,0 \cdot 10^{-8} Q$	$R^2 = 0,68$

Aberenbach

Trübstoffe	$K^* = 88,0 - 12,2 \sin((t+8,0) 0,0172) + 15,3 - 4,9 \cdot 10^{-8} Q$	$R^2 = 0,52$
Nitrat-N	$K = 507,9 + 57,1 \sin((t+52,4) 0,0172)$	$R^2 = 0,20$
Orthoph.	$K = 4,5 - 1,7 \sin((t-34,7) 0,0172) - 1,6 + 5,3 \cdot 10^{-8} Q$	$R^2 = 0,50$
Gesamtph.	$K = 10,7 + 4,2 \sin((t-6,2) 0,0172)$	$R^2 = 0,20$

Fortsetzung Tab. 14

Ziggenbach

Trübstoffe	$K^* = 90,8 - 8,6 \sin((t-71,3) 0,0172) + 12,4 - 4,3 \cdot 10^{-8} Q$	$R^2 = 0,47$
Nitrat-N	$K = 638,5 - 151,8 \sin((t-70,2) 0,0172)$	$R^2 = 0,65$
Orthoph.	$K = 7,6 - 3,4 \sin((t-46,4) 0,0172)$	$R^2 = 0,28$
Gesamtph.	$K = -2,2 + 2,3 \cdot 10^{-8} Q$	$R^2 = 0,40$

Innerthalbach

Trübstoffe	$K^* = 72,0 - 11,7 \sin((t-37,7) 0,0172) + 12,8 - 6,2 \cdot 10^{-8} Q - 2,2 T$	$R^2 = 0,96$
Nitrat-N	$K = 498,8 - 93,2 \sin((t-50,9) 0,172) + 530,0 - 40,0 \cdot 10^{-8} - 29,2 T$	$R^2 = 0,67$
Orthoph.	$K = 22,6 - 3,1 \sin((t-34,9) 0,0172)$	$R^2 = 0,21$
Gesamtph.	$K = 42,3 + 35,9 \sin((t-98,8) 0,0172)$	$R^2 = 0,54$

Lebenslauf

Bernhard Georg Kiefer, von Offstein (Bundesrepublik Deutschland). Geboren am 7.12.1955 in Worms (Bundesrepublik Deutschland).

- 1962 - 1965 Grundschule in Offstein.
- 1965 - 1974 Gauss-Gymnasium in Worms.
- 1974 Abitur, mathematisch-naturwissenschaftliche
Richtung.
- 1974 - 1975 Militär- und Zivildienst.
- 1975 - 1981 Studium der Biologie mit Diplomarbeit in Hydrobiologie unter
Leitung von Prof. Dr. E.A. Thomas.
- 1980 - 1981 Assistent am Institut für Pflanzenbiologie der
Universität Zürich.
- 1981 Diplom in Biologie, Hauptfach Botanik.
- 1981 - 1982 Wissenschaftlicher Mitarbeiter am "Projekt Biogas" des
"Nationalen Energieforschungsfonds" am "Institut für
Verfahrens- und Kältetechnik" der Eidgenössisch
Technischen Hochschule in Zürich.
- 1982 - 1986 Dissertation an der Hydrobiologisch-limnologischen
Station der Universität Zürich unter der Leitung von
Prof. Dr. E.A. Thomas, Dr. F. Schanz und PD Dr.
D. Imboden (Eidgenössische Anstalt für Wasser,
Abwasser und Gewässerschutz in Dübendorf).
- 1985 Wissenschaftlicher Mitarbeiter der "Oekoscience" (Institut für
praxisorientierte Ökologie) in Zürich.
- ab 1986 Assoziierter Gesellschafter der "Oekoscience".

Verzeichnis der Dozenten und Dozentinnen, deren Vorlesungen und Kurse besucht wurden:

H.Ambühl, G.Bächli, R.Bachofen, F.J.Bärlocher, E.Batschelet, J.Biegert, M.A.Billeter, M.Birnstiel, E.Brun, H.R.Bürgi, H.Burla, P.S.Chen, C.D.K.Cook, P.Christen, A.Dübendorfer, W.Egger, R.Eggli, B.Eller, C.H.Eugster, H.Fischer, A.Gigon, K.Hanselmann, H.R.Hohl, R.Honegger, P.Hoyningen, R.Humbel, D.Imboden, J.Kägi, F.Klötzli, E.Kuhn-Schnyder, H.Kummer, H.R.Oswald, D.Rast, H.Rieber, U.P.Roos, F.Schanz, U.Sommer, W.Stumm, P.Tardent, E.A.Thomas, H.Wanner, R.Wehner, K.Weisshaupt, C.Weissman, V.Ziswiler.

